



**António Manuel
Vitoriano Couto**

**Modulação estratosférica do sinal do ENSO na região
Euro-Atlântica**



**António Manuel
Vitoriano Couto**

**Modulação estratosférica do sinal do ENSO na região
Euro-Atlântica**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia e Oceanografia Física, realizada sob a orientação científica do Dr. José M. Castanheira, Professor Auxiliar do Departamento de Física da Universidade de Aveiro.

o júri

presidente

Prof. Doutor Alfredo Rocha
Professor associado da Universidade de Aveiro

Prof. Doutor João Carlos Andrade dos Santos
Professor associado da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

Prof. Doutor José M. Henriques Castanheira
Professor auxiliar da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Neste meu relatório de dissertação, não podia deixar de agradecer a todas as pessoas que de uma maneira ou de outra sempre me apoiaram na sua elaboração. Estou por isso agradecido a todas as pessoas que tiveram um papel fulcral na conclusão do meu trabalho das quais destaco:

- O professor Doutor José Castanheira, ao qual agradeço a disponibilidade para me orientar ao longo destes últimos anos, e sem o qual o meu trabalho não teria sido possível devido as suas indicações sempre interessantes e a sua disponibilidade para me ajudar em qualquer duvida;
- A minha família e namorada pelo apoio e pela compreensão da minha ausência em alguns momentos. Eles foram e continuam a ser sempre uma fonte de inspiração nos momentos menos bons.

palavras-chave

ENSO, Vórtice Polar, NAO

resumo

Neste trabalho investigam-se as componentes da circulação atmosférica extratropical forçadas pelas anomalias das SSTs no Pacífico Tropical, dando-se particular atenção à circulação sobre a região Euro-Atlântica.

Identificou-se os modos de variabilidade da altura do geopotencial, em diferentes níveis, e avaliou-se a conexão estatística entre esses modos de variabilidade. A análise foi realizada, considerando as reanálises do NCEP (1959 – 2008) e as reanálises 20th Century individualmente e em conjunto. O objectivo do estudo conjunto das séries das duas reanálises era dispor de séries temporais mais longas que permitissem atribuir significado estatístico aos resultados. O estudo efectuado sobre as reanálises foi repetido sobre duas simulações do clima passado (1860 a 1999) realizadas com o modelo HadCM3.0. Os resultados obtidos na análise dos dados simulados são consistentes com os resultados obtidos com base nas reanálises. A consistência entre os resultados, além de constituírem uma validação do modelo, dá confiança estatística aos resultados.

Analísaram-se várias possibilidades para a comunicação do forçamento das SSTs do Pacífico Tropical à região Euro-Atlântica: i) O sinal poderá ser comunicado pela troposfera através de ondas de Rossby barotrópicas; ii) via estratosfera, envolvendo a interacção entre ondas de Rossby baroclínicas e a corrente média zonal; iii) o sinal poderá resultar da sobreposição dos sinais comunicados via troposfera e via estratosfera.

Dada a conexão estatística entre as variabilidades da circulação estratosférica e da circulação troposférica extratropicais, também se analisou a componente forçada da circulação troposférica linearmente desacoplada da circulação estratosférica.

As técnicas de análise frequentemente utilizadas, ao longo do trabalho, foram a Análise em Componentes Principais e a análise de compósitos, mostrando-se a última particularmente útil na pesquisa de sinais não lineares.

Os resultados obtidos mostram que, embora o sinal do ENSO comunicado via estratosfera possa ser fraco, a estratosfera exerce um efeito modulador significativo sobre o sinal do El Niño na região Euro-Atlântica. A análise dos dados simulados confirma a existência de uma componente não linear na resposta da circulação troposférica, sobre a região Euro-Atlântica, ao forçamento pelas SSTs do Pacífico Tropical.

keywords

ENSO, Polar Vortex, NAO

abstract

In this work we investigate the components of the extratropical atmospheric circulation forced by the anomalies of SSTs in the tropical Pacific, giving particular attention to the circulation of the Euro-Atlantic region.

Was identified the modes of variability of the geopotential height at different levels, and evaluated the statistical connection between these modes of variability. The analysis was performed, considering the NCEP reanalysis (1959 - 2008) and the reanalysis 20th Century individually and together. The aim of studied the two sets of reanalysis, was to have longer time series that allow assigning statistical significance to the results. The study of reanalysis was repeated on two simulations of past climate (1860 to 1999), realized with the model HadCM3.0. The results obtained in the analysis of simulated data are consistent with the results obtained from the reanalysis. The consistency between the results, as well as being a validation of the model, gives statistical confidence to the results.

We analyzed several possibilities for the communication of the forcing from the tropical Pacific SSTs to the Euro-Atlantic region: i) the signal may be communicated by the troposphere by barotropic Rossby waves; ii) by the stratosphere, involving the interaction between baroclinic Rossby waves and zonal mean circulation; iii) the signal may be a result from the superposition of signals sent from troposphere and from stratosphere.

Given the statistical connection between the variability of the stratospheric circulation and the extratropical tropospheric circulation, also was analyzed the forced component of the tropospheric circulation linearly decoupled from the stratospheric circulation.

The analytical techniques frequently used throughout the paper, were the principal components analysis and analysis of composites, showing the last particularly useful when searching for non-linear signals.

The results obtained show that although the ENSO signal communicated through the stratosphere can be weak, the stratosphere has a modulating effect significant on the signal of El Niño in the Euro-Atlantic. The analysis of simulated data confirms the existence of a nonlinear component in the response of tropospheric circulation over the Euro-Atlantic region, to the forcing from the SSTs in the Pacific Tropical.

Índice

1. Introdução	1
2. Teoria.....	5
2.1 Fluxo de Eliassen-Palm	8
3. Dados e Métodos	11
3.1 Análise em componentes principais	12
3.2 Análise de compósitos.....	13
3.3 Teste de significância	15
3.3 Fluxo de Eliassen-Palm	15
4. Resultados.....	17
4.1 Reanálises NCEP	17
4.1.1 Modos de variabilidade	17
4.1.2 Conexão troposfera-estratosfera	18
4.1.3 Conexão trópicos-extratrópicos	19
4.1.4 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico	21
4.1.5 Componente linear e não linear	23
4.1.6 Fluxo de Eliassen-Palm	24
4.2 Reanalises 20th Century.....	25
4.2.1 Modos de variabilidade	26
4.2.2 Conexão troposfera-estratosfera	27
4.2.3 Conexão trópicos-extratrópicos	27
4.2.4 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico	29

4.3 Reanalises 20th Century e Reanalises NCEP	31
4.3.1 Conexão troposfera-estratosfera	31
4.3.2 Conexão trópicos-extratrópicos	32
4.3.3 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico	33
 5. Modelo HadCM3	 35
5.1 Dados	35
5.1.1 Modos de variabilidade	37
5.1.2 Conexão troposfera-estratosfera	38
5.1.3 Conexão trópicos-extratrópicos	38
5.1.4 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico	40
5.1.5 Componente linear e não linear	41
 6. Conclusão	 47
 7. Bibliografia.....	 49

1. Introdução

Nos últimos anos, a literatura científica, que aborda a relação da variabilidade da circulação atmosférica, sobre a região Euro-Atlântica, com o forçamento das temperaturas da superfície do mar na região do Pacífico Equatorial, aumentou bastante. Tal facto deve-se à importância e à consciência de que fazer um bom diagnóstico sobre a variabilidade da região Euro-Atlântica, poderá ajudar a fazer melhores previsões sazonais, bem como perceber o passado da variabilidade climática, *Bronnimann, (2007)*. A maior parte desta literatura procura encontrar e explicar as relações entre a variabilidade de diferentes campos (atmosféricos e oceânicos). Neste trabalho, será investigada a relação entre a variabilidade da circulação atmosférica na região Euro-Atlântica e as temperaturas da superfície do mar (SST – Sea Surface Temperature) da região do Pacífico Equatorial.

A variabilidade de baixa frequência da circulação da baixa troposfera, na região Euro-Atlântica, é dominada por um padrão de teleconexão designado por Oscilação do Atlântico Norte (NAO –North Atlantic Oscillation). A NAO foi inicialmente definida através da anti-correlação das anomalias da pressão nos Açores e a na Islândia, *Wallace e Gutzeler, (1981)*. *Osborn et al. (1999)* analisaram os diferentes índices da NAO, indicando vantagens na utilização da série da primeira PC da pressão ao nível do mar sobre a região Euro-Atlântica. Podemos assim definir a NAO como a primeira EOF das anomalias da pressão ao nível do mar. De referir ainda que a NAO apresenta dois estados possíveis: NAO positiva que é caracterizada por ter os invernos na Europa do Norte mais amenos e mais húmidos, e NAO negativa que revela a presença de ar húmido na região Mediterrânica.

O efeito das SSTs considerado neste estudo é proveniente da região do Pacífico Equatorial, onde ocorre um dos maiores fenómenos de interacção atmosfera-oceano. Este fenómeno é usualmente designado por ENSO (El Niño – Southern Oscillation) e tem duas fases distintas. Uma fase positiva designada por El Niño que é caracterizada por anomalias positivas das SSTs, ou seja, águas mais quentes na região do Pacífico Central do que o normal. A outra fase designada por La Niña é caracterizada por anomalias negativas, ou seja, águas mais frias do que o normal na região do Pacífico Central e Oriental. O papel do ENSO na circulação geral é reconhecido, pois pode desencadear vários mecanismos e alterar a circulação geral *Bronnimann, (2006)*.

A influência do ENSO sobre a NAO ainda não é bem compreendida, e, na realidade muitas técnicas de análise não encontram sinal estatisticamente significativo, como por exemplo utilizando correlação *Manganello* (2007). Outras técnicas de análise [*Lin et al.* (2004), *Castanheira et al.* (2006); *Bronnimann* (2007)] sugerem um sinal não linear do ENSO sobre a região Euro-Atlântica, o que significa que o sinal do forçamento das SSTs não é constante quer no seu sinal, quer no seu padrão espacial. Isto leva-nos a dizer que o efeito do El Niño pode não ser simétrico ao de La Niña. *Lin et al.* (2004) sugeriram que a variabilidade na região Euro-Atlântica apresenta um padrão temporal cuja PC associada responde de forma parabólica às anomalias das SSTs no Pacífico ocidental, e assim, tanto para valores positivos das anomalias das SSTs como para anomalias negativas, iremos obter uma circulação associada à NAO positiva. *Lin et al.* (2007) voltaram a sugerir não linearidade. *G.Melo et al.* (2005) analisaram a resposta atmosférica ao forçamento oceânico, num ensamble de simulações do modelo de circulação geral da atmosfera da Universidade de Melbourne (UM AGCM). As funções de densidade de probabilidade (PDFs) obtidas, sugerem que a NAO apresenta um carácter bimodal para um evento de El Niño, ou seja, a resposta da NAO pode apresentar dois estados possíveis (NAO positiva ou NAO negativa) para El Niño. No caso de La Niña, a PDF é essencialmente unimodal, sendo que se projecta numa NAO positiva. Mais recentemente *Bronnimann*, (2007) só encontrou sinal estatístico para La Niña e que também se projectava sobre a NAO positiva.

Um outro mecanismo que pode afectar a variabilidade Euro-Atlântica é o sinal proveniente da estratosfera. A variabilidade estratosférica é dominada pela variação da intensidade do vórtice polar, que está bem correlacionada com a variabilidade da circulação à superfície, *Thompson e Wallace*, (1998). Segundo *Baldwin et al.*, (2001) e *Ambaum et al.* (2002), a circulação sobre o Atlântico Norte é bastante afectada pela estratosfera, especialmente devido ao estado do vórtice polar. *Baldwin et al.* (2001) sugerem que uma anomalia forte na alta estratosfera irá ser sentida mais tarde, na troposfera, no entanto as anomalias mais fracas poderão não afectar a troposfera. Dada a importância do vórtice, convém realçar que, segundo *Camp et al.* (2007), este tende a responder linearmente às diferentes fases do ENSO. Para um evento de El Niño, estes autores, sugerem que o vórtice é mais fraco, ou seja, mais quente, já numa situação de La Niña o vórtice é mais forte e portanto mais frio. Tal facto tem bastante importância na propagação de ondas planetárias que transportam energia e momento, porque por exemplo

as ondas serão menos reflectidas/refractadas num evento de El Niño, pois o vórtice é mais fraco, e poderão propagar-se mais facilmente para a estratosfera polar e aí dissiparem-se, podendo assim tornar o vórtice ainda mais fraco.

Entre os eventos de variabilidade extrema da circulação estratosférica, destacam-se os aquecimentos súbitos da estratosfera polar (SSW- Sudden Stratospheric Warmings). Os SSWs envolvem interacções entre o escoamento zonal da estratosfera polar e as ondas planetárias de propagação ascendente, *Liberato et al.*, (2006). Assim os SSWs são um efeito extremo na circulação da estratosfera podendo ficar até 50°C mais quente e os ventos podem mudar de direcção. Estas mudanças poderão influenciar nos níveis inferiores da troposfera devido à dinâmica troposfera-estratosfera. Num trabalho recente, *Ineson et al.*, (2009) analisaram a resposta da circulação na baixa troposfera a eventos de El Niño, num ensemble de simulações do modelo climático (HadCAM1 – Met Office Hadley Center). Os dados foram analisados fazendo compósitos dos anos de El Niño, em que utilizaram apenas anos da fase quente do ENSO e recorrendo a compósitos coincidentes com SSWs (estratosfera activa) e anos que não coincidiam (estratosfera inactiva). Os resultados sugerem que a resposta da circulação troposférica a eventos de EL Niño é sensível ao estado da estratosfera.

2. Teoria

A região do Pacífico Equatorial é reconhecida como tendo um papel bastante importante na circulação geral. Tal facto deve-se à existência de uma grande extensão de água nesta região. Esta região é especialmente sensível às perturbações da temperatura, isto porque as SSTs excedem os 25°C nestas latitudes. A dependência exponencial da pressão de saturação com a temperatura (equação 1) implica que pequenas variações das SSTs produzam grandes variações na evaporação e na transferência de calor latente.

$$e_s = Ae^{\beta T} \quad (1)$$

onde, $A = 6,11 \text{ hPa}$, $\beta = 0.067 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ e T é a temperatura em graus.

A nível tropical o efeito das SSTs pode ser visível na célula meridional de Hadley. Esta célula é mais intensa num evento de El Niño do que num evento de La Niña. A explicação física para a célula de Hadley deve-se à evaporação de ar quente e húmido que ascende e quando condensa vai dar origem a grandes nuvens do tipo cumulonimbos. A existência deste tipo de nuvens provoca convergência do ar à superfície, e, se pensarmos que tem que haver continuidade da massa no movimento vertical do ar, então, na alta troposfera temos divergência do ar em direcção aos pólos, pois existe o limite imposto pela tropopausa. O ar que vai em direcção aos pólos já não é tão húmido, e vai arrefecendo começando a convergir, criando zonas de altas pressões perto dos 30° Norte e Sul, onde o ar vai descendo lentamente até à superfície terrestre. Estas zonas de convergência são fáceis de distinguir porque se situam perto dos grandes desertos. De referir ainda que esta convergência na região subtropical tem um deslocamento meridional dependendo da estação do ano, sendo que, por exemplo, no Verão se situa mais sobre a região dos Açores e no Inverno mais a sul.

As anomalias da temperatura da superfície do mar não têm só influência sobre a região equatorial. A resposta da atmosfera a estas anomalias nas latitudes médias e elevadas é estabelecida através da propagação de ondas de Rossby forçadas pelas anomalias das SSTs *Bronnimann*, (2007). As anomalias positivas da superfície do mar que persistem, tendem a forçar um aquecimento diabático. Este pode ser compensado pelo transporte horizontal de calor ou por arrefecimento adiabático, devido a movimentos verticais (equação 2). Nos trópicos, as anomalias estão associadas a um acréscimo de convecção, e o aquecimento diabático resultante é compensado por arrefecimento adiabático devido ao movimento vertical. O acréscimo de convecção na baixa troposfera pode originar nuvens do tipo

cumulonimbos, e o movimento vertical associado a estas nuvens implica convergência de ar na baixa troposfera e divergência na alta troposfera. Esta divergência pode, por sua vez gerar anomalias na vorticidade (equação 3), e consequentemente levar à formação de ondas de Rossby (que se propagam para Oeste). As ondas de Rossby são ondas atmosféricas com uma escala horizontal de milhares de quilómetros e com um período de vários dias que perturbam os campos de pressão, velocidade e temperatura por exemplo.

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}\right)_p T + \frac{HN^2}{R} \omega = \frac{J}{C_p} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla}(\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial z} - (\zeta + f) \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \hat{k} \cdot \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \times \vec{\nabla} \omega\right) \quad (3)$$

Na equação 3 os dois primeiros termos da direita representam a advecção, e os dois outros termos correspondem aos parâmetros que podem criar ou dissipar divergência.

Caso a velocidade de fase das ondas de Rossby seja igual à intensidade do escoamento médio (que é de Este) podem formar-se ondas estacionárias. Estas ondas barotrópicas são responsáveis pelo acoplamento trópicos-extratrópicos.

Anteriormente foram abordadas as ondas de Rossby barotrópicas, no entanto, outro tipo de ondas são importantes neste estudo, que são as ondas de Rossby baroclínicas. Estas ondas são geradas nas latitudes extratropicais devido ao campo de anomalias de aquecimento e orografia (sobretudo grandes cadeias montanhosas). Estas ondas baroclínicas propagam-se na vertical e na horizontal, sendo a causa principal da variabilidade estratosférica. Assim, estas ondas são responsáveis pelo acoplamento troposfera-estratosfera.

A teoria linear mostra que a propagação das ondas de Rossby baroclínicas para a estratosfera depende do quadrado do número de onda ($K^2 = k^2 + l^2$) e da velocidade, acontecendo apenas quando se verifica a seguinte condição:

$$0 < \bar{u} < \beta[(k^2 + l^2) + f_0^2/(4N^2H^2)]^{-1} \equiv U_c \quad (4)$$

Em que:

- U_c é designado por velocidade crítica de Rossby.
- k , número de onda zonal;

- β , variação do parâmetro de Coriolis com a latitude;
- l , número de onda meridional;
- f_0 , parâmetro de Coriolis;
- N , parâmetro de estabilidade;
- H , factor de escala vertical.

Esta condição proposta por *Charney e Drazin*, (1961) impõe que só exista propagação vertical de ondas estacionárias na presença de ventos fracos de Oeste. De referir que esta situação está confinada aos meses de Inverno, uma vez que o vento zonal médio no Verão é de Este.

Não se pode esperar que o modelo de Charney e Drazin represente muito bem a propagação vertical das ondas planetárias devido a algumas condições impostas como, por exemplo, vento zonal médio uniforme. No entanto, ilustra que existe uma janela para a qual pode ocorrer propagação vertical de ondas de Rossby, e assim podermos reconhecer que a troposfera e a estratosfera estão dinamicamente acopladas de forma não linear. Uma aproximação mais realista do modelo linear, consiste em considerar um escoamento básico dependendo da latitude e da altitude, $\bar{u} = u(y, z)$. Utilizando a equação da vorticidade potencial linearizada

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) q' + v' \bar{q}_y = Z' \quad (5)$$

onde Z' é o termo não conservativo, q' perturbação da vorticidade potencial quase geostrófica e \bar{q}_y é o gradiente da vorticidade potencial quase geostrófica em direcção aos pólos, dado por

$$\bar{q}_y = \beta - \bar{u}_{yy} - \rho_0^{-1}(\rho_0 \epsilon \bar{u}_z)_z \quad (6)$$

Na equação 6, ρ_0 é o perfil vertical da densidade de referência e $\epsilon = f^2/N(z)^2$. Se considerarmos uma função de corrente na forma de

$$\psi' = e^{z/2H} \text{Re}[\psi(y, z) e^{ik(x-ct)}] \quad (7)$$

obtém-se uma equação para a amplitude da onda

$$\Psi_{yy} + \epsilon \Psi_{zz} + n_k^2 \Psi = 0 \quad (8)$$

que depende do índice de refração que é dado por

$$n_k^2(y, z) = (\bar{u} - c)^{-1} \bar{q}_y - k^2 - \epsilon/4H^2 \quad (9)$$

Este índice de refacção dá-nos assim um critério mais rigoroso do que o critério de Charney e Drazin. Através deste índice espera-se que exista propagação nas regiões onde é maior que zero, nas zonas onde é menor que zero, não existe propagação de ondas porque a amplitude da onda tende para zero. A dependência no índice de refacção do vento zonal médio permite afirmar que na atmosfera real se o vento vai aumentando, então o índice de refacção diminui e as ondas são refractadas, propagando-se no sentido dos valores crescentes de n . Este critério poderá permitir explicar o porquê das ondas de Rossby baroclínicas extra-tropicais se propagarem mais para Norte na fase de El Niño e perturbarem mais o vórtice, do que num evento de La Niña, onde a propagação é mais para Sul. A razão para tal, deve-se ao facto de que num evento quente do ENSO a atmosfera na região Equatorial, tende a ser mais espessa aumentando assim o declive das superfícies isobáricas entre o Equador-Pólo. O aumento do declive irá intensificar o vento zonal médio, e a intensificação poderá induzir a propagação de ondas planetárias para as latitudes mais elevadas, isto porque o jacto subtropical, sendo mais intenso, diminuirá o índice de refacção. Assim, as ondas planetárias em média propagam-se mais para Norte, perturbando as latitudes elevadas e o vórtice. Na fase oposta do ENSO o declive Equador-Pólo das superfícies isobáricas é menor, implicando assim um vento zonal médio um pouco mais fraco e consequentemente um jacto subtropical também mais fraco, permitindo assim a propagação de ondas planetárias para Sul. O estado do vórtice levará também a uma maior ou menor refacção/reflexão das ondas, isto porque em La Niña o vórtice é mais intenso, e portanto segundo o índice de refacção não permite a propagação das ondas.

2.1 Fluxo de Eliassen-Palm

As ondas planetárias desempenham um papel importante na circulação geral da estratosfera sobretudo porque são responsáveis pelo transporte de calor e momento, e pela aceleração ou retardamento do fluxo zonal médio. O fluxo de Eliassen-Palm (EP) é uma ferramenta muito útil para o diagnóstico do transporte de calor e de momento e para a interacção das ondas com o fluxo zonal. As componentes do fluxo de Eliassen-Palm são dadas pelas seguintes equações

$$F^{(\phi)} = \rho_0 a \cos \phi \left(\bar{u}_z \overline{v' \theta'} / \bar{\theta}_z - \overline{v' u'} \right) \quad (10)$$

$$F^{(z)} = \rho_0 a \cos \phi \left\{ \left[f - (a \cos \phi)^{-1} (\bar{u} \cos \phi) \right] \overline{v' \theta'} / \theta_z - \overline{w' u'} \right\} \quad (11)$$

O forçamento da circulação média zonal pela divergência do fluxo E-P torna-se explícito, escrevendo a equação do momento zonal em termos da circulação residual (v^* , w^*).

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{v}^* \left[\frac{1}{(a \cos \phi)} \frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{u} \cos \phi) - f \right] + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \bar{X} = \frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \nabla \cdot F \quad (12)$$

$$z = -H \times \ln \left(\frac{p}{p_s} \right) \quad (13)$$

$$\rho_0(z) = \rho_s e^{-\frac{z}{H}} \quad (14)$$

Nas equações (10-14), u representa a velocidade zonal v^* e w^* representam a circulação meridional média residual para as componentes latitudinal (ϕ) e vertical (z) respectivamente, H é o factor de escala vertical neste caso 7.2km, f é o parâmetro de Coriolis, a é o raio da Terra, \bar{X} é o termo de fricção e $\nabla \cdot F$ é a divergência do fluxo de EP. A divergência do fluxo de EP pode fornecer-nos informação acerca da geração ou dissipação das perturbações e da sua interacção no escoamento médio. Na equação 12 de referir que, se $\nabla \cdot F < 0$ (convergência) vai existir uma desaceleração do vento zonal médio, no caso de $\nabla \cdot F > 0$ existirá uma aceleração do mesmo.

Através do vector de Eliassen-Palm é possível fazer um diagnóstico da propagação da energia. A energia das ondas é propagada pela velocidade de grupo, que, na aproximação linear, é dada por

$$\vec{F} = C_g A \quad (15)$$

onde C_g é a velocidade de grupo e A a densidade da actividade da onda.

Até este momento foram apresentados os mecanismos que poderão influenciar a variabilidade da NAO, sendo que mais tarde será estudado a forma como estes mecanismos actuam e como interferem entre si. Poderá acontecer que os diferentes forçamentos interfiram positivamente ou negativamente.

3. DADOS E MÉTODOS

Nesta secção serão apresentadas de uma forma sumária as técnicas utilizadas, e que foram executadas no Matlab 6.5. Os dados utilizados neste estudo foram obtidos de bases de dados de reanálises e de modelos climáticos. As reanálises provêm do NCEP e consistem nas médias mensais das reanálises do geopotencial para diferentes níveis de pressão. Numa primeira fase, os dados retirados referem-se ao geopotencial¹ nos diferentes níveis, no qual foram utilizados os dados referentes aos 50hPa e aos 1000hPa. Numa segunda fase, foram também utilizados dados do geopotencial reanalizados pelo projecto 20th Century². As reanálises do projecto 20th Century são produzidas assimilando apenas dados de pressão a superfície. Os dados das SSTs utilizadas provêm de dados das anomalias médias mensais da temperatura da superfície do mar/terra³. Estes, baseiam-se em dados observados à superfície, nas regiões onde não existem observações são complementados com interpolação. A resolução espacial e temporal dos dados utilizada pode ser observada na tabela 1.

Tabela 1, resolução temporal e espacial dos dados utilizados. O termo “Invernos” corresponde as médias dos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro.

Dados	Resolução espacial	Resolução Temporal
1000 hPa - Reanálises	Longitude: 0°: 2.5°: 360° Latitude: 20°: 2.5°: 90°	“Invernos” de 1959 - 2008
50 hPa - Reanálises	Longitude: 0°: 2.5°: 360° Latitude: 30: 2.5°: 90°	
Anom. Temp. da Sup. Oceano/Terra	Longitude: 0°: 5°: 360° Latitude: -90°:5°: 90°	
1000 hPa - 20th Century	Longitude: 0°: 2°: 360° Latitude: 20°: 2°: 90°	“Invernos” de 1909 -1958
50 hPa - 20th Century	Longitude: 0°: 2°: 360° Latitude: 30: 2°: 90°	
Anom. Temp. da Sup. Oceano/Terra	Longitude: 0°: 5°: 360° Latitude: -90°:5°: 90°	

As climatologias do geopotencial foram obtidas calculando-se as médias para todos os anos em cada ponto da grelha, tendo-se depois subtraído essa média a cada ano, a fim de obter séries de anomalias interanuais. Foi aplicado o mesmo método nas diferentes bases de dados.

¹<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.pressure.html>

²http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.20thC_Rean.pressure.mm.html

³<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaamergedtemp.html>

3.1 Análise em componentes Principais

Os modos de variabilidade da circulação foram obtidos por uma análise em componentes principais (PCA), aos diferentes campos, tendo os dados sido previamente ponderados pela raiz quadrada do cosseno da latitude. Esta ponderação torna-se necessária para que a variância resulte na ponderação pela área que cada ponto representa.

A análise em componentes principais permite decompor os dados em termos das suas projecções numa base de padrões espaciais (EOFs). As EOFs são os vectores próprios da matriz de covariância, e são, geralmente, ordenadas por ordem decrescente da fracção de variância associada a cada padrão. Sendo os vectores próprios da matriz de variância, as EOFs são mutuamente ortogonais. As séries temporais das projecções nas EOFs (PCs) também são ortogonais, i.e., apresentam correlação nula para um desfasamento nulo. A PCA permite identificar padrões espaciais da variabilidade e as suas variações temporais e fornece uma medida da importância de cada padrão. Apesar das vantagens da utilização deste método, a interpretação dos resultados deverá ser sempre muito cuidadosa, pois as EOFs não têm necessariamente significado físico. A rotina utilizada para o cálculo permite-nos obter os padrões espaciais (EOFs), os valores da componente principal (PC) e a percentagem de variância associada a cada EOF. A decomposição dos dados por esta técnica de análise pode ser matematicamente representada pela equação 16.

$$Z(t, x, y) = \sum_{k=1}^N PC(t).EOF(x, y) \quad (16)$$

Em que Z é a serie temporal em função do tempo t e do espaço (x,y).

Para além do cuidado a ter na interpretação física das EOFs, outro critério que deve ser tido em conta é o facto de estas serem estatisticamente distintas entre si. Segundo *North et al.* (1982), se os valores próprios de duas EOF's adjacentes forem próximos, dentro do intervalo de erro de um desvio padrão

$$\Delta\lambda = \lambda \sqrt{2/N^*} \quad (17)$$

onde λ representa os valores próprios e N^* é o número de graus de liberdade dos dados, então é provável que a sua estrutura seja uma mistura (combinação linear) dos padrões adjacentes.

3.2 Análise de compósitos

Para avaliar a resposta não linear de um sinal recorreu-se à utilização de compósitos. Esta técnica consiste em separar os dados segundo uma determinada condição. Neste caso foram realizados compósitos em função das diferentes fases do ENSO. Para as reanálises do NCEP as diferentes fases de cada evento do ENSO podem ser observadas na tabela 2, que correspondem às anomalias negativas e positivas, inferiores a -0.6°C e superiores a 0.6°C respectivamente para os meses de DJF.

Tabela 2, anos utilizados nos compósitos El Niño e La Niña, para os dados do NCEP.

Eventos do ENSO	Anos
El Niño	1966, 1969, 1973, 1978, 1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2005, 2007
La Niña	1965, 1968, 1971, 1974, 1975, 1976, 1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2001, 2008

Obtidos através de http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

Para a separação temporal dos dados do projecto 20th Century, não foi possível obter informação para as diferentes fases do ENSO com um grau de confiança desejado. Para superar este obstáculo, foram utilizadas anomalias médias das SSTs para os meses de DJF da região do Niño 3.4. Esta região situa-se entre 120°O - 170°O e 5°S - 5°N e é sobre esta região que são definidas as diferentes fases do ENSO. O método para distinguir as diferentes fases do ENSO nas SSTs foi validado de duas formas. Utilizando as média das anomalias das SSTs nos meses de Inverno entre 1958 e 2008 para a região do Niño 3.4 foi calculada a correlação com o índice do ENSO⁴ para os meses de DJF e também foi utilizada a análise espectral com os mesmos dados. O valor da correlação foi de 0.99 enquanto a amplitude máxima correspondia em ambos os dados a um período de 3.57 anos e encontra-se dentro do período característico da variabilidade do ENSO, Oldenborgh (2005). Desta forma a técnica utilizada para a escolha das diferentes fases do ENSO produz bons resultados. Depois de escolhida a técnica para identificar as diferentes fases do ENSO, esta mesma técnica foi aplicada as reanálises do projecto 20th Century.

⁴http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears

Assim definiu-se:

$$El Ni\tilde{no} = \bar{X} + 0.75 \times \sigma_X \quad (18a)$$

$$La Ni\tilde{na} = \bar{X} - 0.75 \times \sigma_X \quad (18b)$$

Em que X correspondem as anomalias das SSTs na região Niño 3.4. Através deste critério foi possível obter a tabela 3.

Tabela 3, anos utilizados nos compósitos El Niño e La Niña, para os dados do projecto 20th Century.

Eventos do ENSO	Anos
El Niño	1912, 1914, 1915, 1924, 1926, 1930, 1931, 1940, 1941, 1942, 1952, 1954, 1958
La Niña	1909, 1910, 1911, 1917, 1918, 1923, 1925, 1934, 1939, 1943, 1950, 1951, 1956

O método dos compósitos foi também aplicado às anomalias do geopotencial, em anos de El Niño, estratificando os dados em função do estado do vórtice. Nesse sentido foram calculadas as anomalias médias para cada mês nos meses de JFM para o geopotencial aos 1000 hPa e aos 50 hPa. De referir que a escolha de JFM se deve ao facto de alguns autores, por exemplo *Moron et al.*, (2003), sugerirem que o sinal do ENSO sobre a região Euro-Atlântica pode ser diferente no princípio do Inverno e no fim, ou seja, este sinal poderá ter polaridades diferentes e, portanto, no cálculo das médias este sinal pode ser cancelado. Tendo em conta este facto e um trabalho recente de *Ineson et al.*, (2009), que analisa os meses de JFM, decidimos utilizar os mesmos meses para detectar a influência do El Niño no campo médio das anomalias aos 1000 hPa em função do estado da estratosfera.

Utilizando o geopotencial aos 50 hPa das reanálises do NCEP, o estado do vórtice foi caracterizado pelo valor da primeira PC. Foram definidos assim dois estados do vórtice, vórtice fraco (V_F) e vórtice neutro (V_N), respectivamente.

$$V_F = \bar{Y} - 1 \times \sigma_Y \quad (19a)$$

$$V_N = \|\bar{Y} - 1 \times \sigma_Y\| \quad (19b)$$

Em que Y corresponde aos valores da PC aos 50 hPa. Este critério permite assim saber o número de meses em que existiu El Niño e um vórtice fraco ou vórtice neutro. Assim obteve-se 8 meses de vórtice fraco e 28 meses de vórtice neutro.

3.3 Teste de significância

Os resultados obtidos foram avaliados a nível de significado estatístico. Nos casos em que o número de elementos da amostra era reduzido, recorreu-se a um teste de probabilidade com uma distribuição t-student (20),

$$t = \frac{\bar{X} - \mu_0}{s/\sqrt{n}} \quad (20)$$

em X é média do compósito de El Niño ou La Niña, μ_0 é a média dos anos neutros (em que não existe nem El Niño nem La Niña), s é um estimador do desvio padrão das anomalias e n o número de eventos de cada compósito.

Para situações onde o número de elementos da amostra era elevado, recorreremos a um teste de probabilidade de distribuição normal (21),

$$Z = \frac{\bar{X} \pm \bar{Y}}{\sqrt{\frac{\sigma_x^2}{n_x} + \frac{\sigma_y^2}{n_y}}} \quad (21)$$

em que \bar{X} (\bar{Y}) é média das anomalias para um evento de El Niño (La Niña), σ_x (σ_y) o desvio padrão das anomalias para um evento de El Niño (La Niña), n_x (n_y) é o número de eventos em El Niño (La Niña).

3.4 Fluxo de Eliassen-Palm

As médias mensais do fluxo de EP foram obtidas a partir da base de dados do *The Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research*⁵ calculados com base nos dados do NCEP. Os dados utilizados referem-se aos “Invernos” de 1959 á 2006. Com base nas médias de Inverno calculou-se a divergência do fluxo de EP (22).

$$\nabla \cdot F \equiv (a \cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} (F^{(\phi)} \cos \phi) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z} \quad (22)$$

O cálculo das derivadas em ambos os casos foi feito recorrendo ao método das diferenças finitas com um erro de terceira ordem.

⁵http://www.awi-potsdam.de/atmo/candidoz/epflux/epflux_monthly_ncep.nc

4 Resultados

4.1 Reanálises NCEP

4.1.1 Modos de variabilidade

Os primeiros três modos de variabilidade que se obtêm do geopotencial aos 50hPa podem ser observados na figura 1. Na figura 1a) pode verificar-se como esperado, que a primeira EOF explica uma maior variância quando comparada com as restantes e representa um modo físico/dinâmico do sistema climático: a variabilidade da intensidade do vórtice polar. De facto a 1ª EOF tem uma estrutura predominantemente zonal na qual aparece sobreposta uma pequena assimetria zonal, que se deve há existência dos oceanos e continentes. A 2ª e 3ª EOFs apresentam padrões de ondas, *Perlwitz et al.*, (2001).

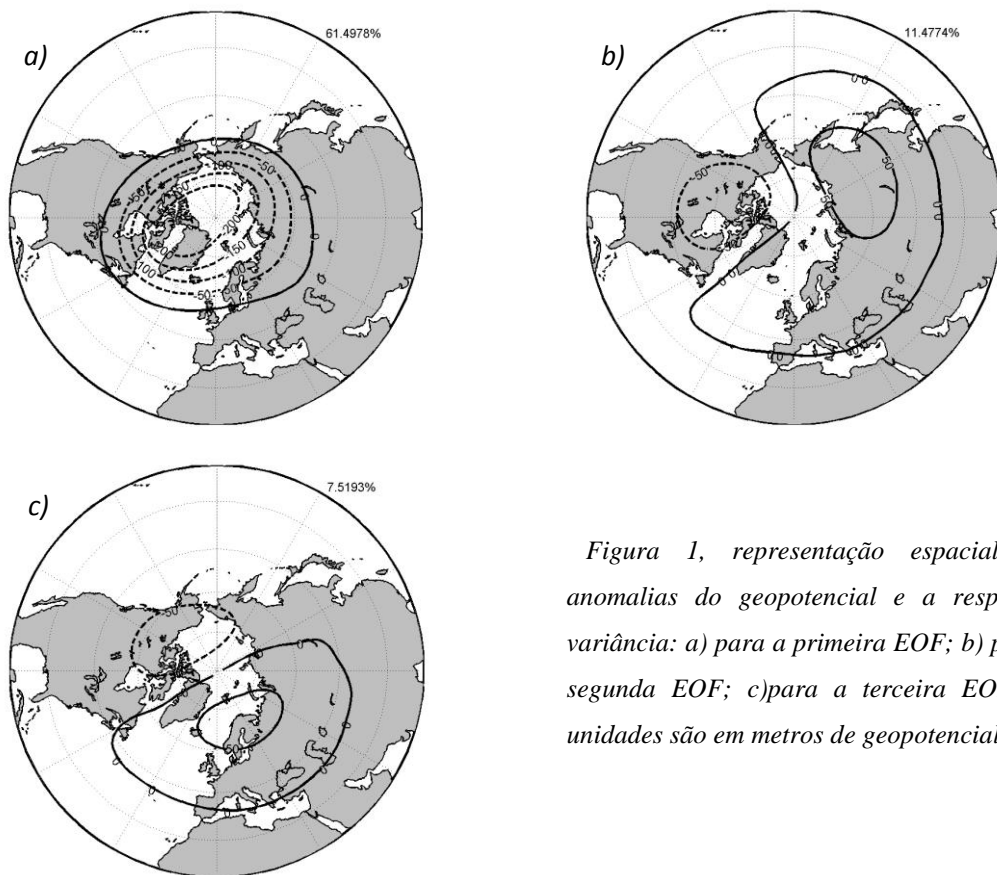


Figura 1, representação espacial das anomalias do geopotencial e a respectiva variância: a) para a primeira EOF; b) para a segunda EOF; c) para a terceira EOF. As unidades são em metros de geopotencial.

As anomalias aos 1000 hPa foram analisadas na região desde -70°O até 40°E e dos 20°N

até 87.5°N. Esta região fornece a variabilidade da região Euro-Atlântica, e, através da utilização de EOFs, foi possível obter um padrão espacial que é designado por Oscilação do Atlântico Norte (NAO), que pode ser observado na figura 2 e que explica aproximadamente 51% da variabilidade interanual nesta região. De realçar que, apesar da NAO ser o padrão dominante da variabilidade atmosférica sobre a região Euro-Atlântica, apenas explica uma fracção da variabilidade total sobre esta região. A NAO é caracterizada por uma estrutura dipolar nos valores do geopotencial aos 1000hPa, em que um centro se situa sobre a região dos Açores e o outro centro sobre a região da Islândia.

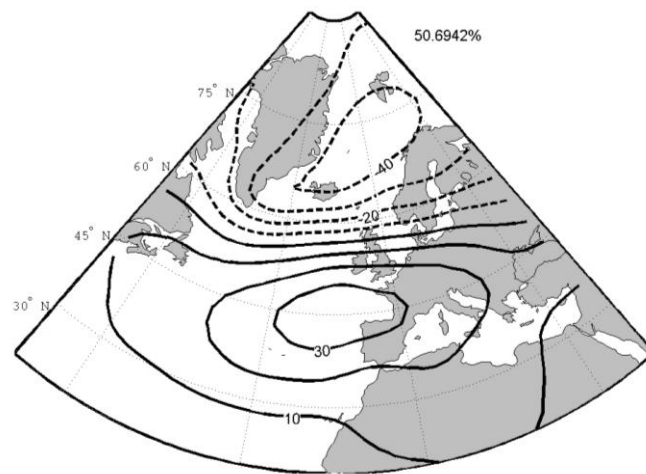


Figura 2, representação espacial da primeira EOF na região Euro Atlântica – NAO. As unidades são em metros de geopotencial.

As figuras anteriores mostram os principais modos de variabilidade da circulação da estratosfera e da baixa troposfera na região Euro-Atlântica. Permitindo assim perceber as variabilidades da circulação nos dois níveis, e como estas em média, se tendem a comportar.

4.1.2 Conexão troposfera-estratosfera

Com o intuito de estimar a influência do sinal estratosférico nos níveis mais baixos da troposfera, como enunciado por *Baldwin et al.*, (2001), em que uma anomalia forte na estratosfera, mais tarde irá ser sentida na troposfera, foi calculada a correlação total entre a variabilidade do vórtice polar e a NAO sendo o seu valor 0.60, que denota tal como sugerido que existe uma ligação entre os diferentes níveis da atmosfera. Uma outra técnica de avaliar esta influência é calcular o padrão da regressão entre a primeira PC do vórtice e

o campo do geopotencial aos 1000 hPa. O padrão espacial obtido da regressão pode ser observado na figura 3, onde se verifica que o padrão obtido é semelhante à estrutura dipolar da NAO, sendo que existe um ligeiro desfasamento meridional da estrutura como constatado por *Castenheira et al.*, (2007). A análise da figura permite-nos reafirmar que existe uma relação entre a variabilidade estratosférica e a variabilidade da baixa troposfera, *Ambaum et al.*, (2002). Esta relação da variabilidade entre os diferentes níveis atmosféricos poderá resultar da influência do vórtice polar na propagação de ondas planetárias.

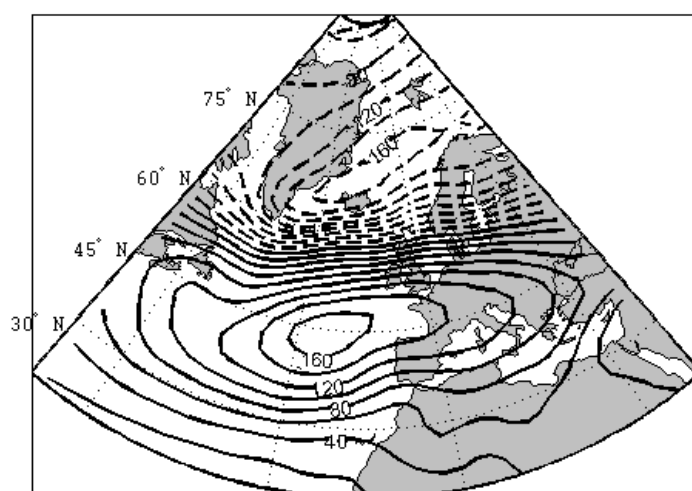


Figura 3, padrão de regressão das anomalias do geopotencial aos 1000hPa, na região Euro-Atlântica sobre a intensidade do vórtice. O padrão está normalizado às anomalias para um desvio padrão do vórtice.

4.1.3 Conexão trópicos – extratropicos

Como já foi mencionado anteriormente, vários estudos recentes [*Lin et al.* (2007); *Bronnimann* (2007)] apontam para a não linearidade da influência do ENSO sobre a variabilidade da região Euro Atlântica, quer no seu sinal quer na sua intensidade. Assim a fase quente do ENSO não tem uma influência simétrica à da fase fria sobre a NAO, sendo portanto necessárias técnicas de análise não lineares. Por outro lado a resposta estratosférica poderá variar linearmente com as diferentes fases do ENSO, ou seja, na fase de El Niño o vórtice é mais fraco do que na fase de La Niña *Camp et al.*, (2007).

Assim, e com objectivo de avaliar os diferentes forçamentos nas diferentes fases do ENSO foi utilizado o método de compósitos em função das fases do ENSO (tabela 2) para a variabilidade aos 1000hPa e aos 50hPa, *DeWeaver et al.*, (2002).

A observação dos compósitos das anomalias à superfície (figura 4), sugere uma resposta não linear ao forçamento do ENSO, pois apresentam um campo médio das anomalias

substancialmente diferentes em ambos os casos, mas sobretudo não são simétricos, que é a condição essencial para a não linearidade. É notório, também, um padrão de anomalias no Pacífico Norte da América (PNA- Pacific North America pattern), que apresenta um deslocamento zonal de aproximadamente 35° nas diferentes fases, *Hoerling et al.*, (1996), ajudando assim a validar os resultados obtidos neste trabalho.

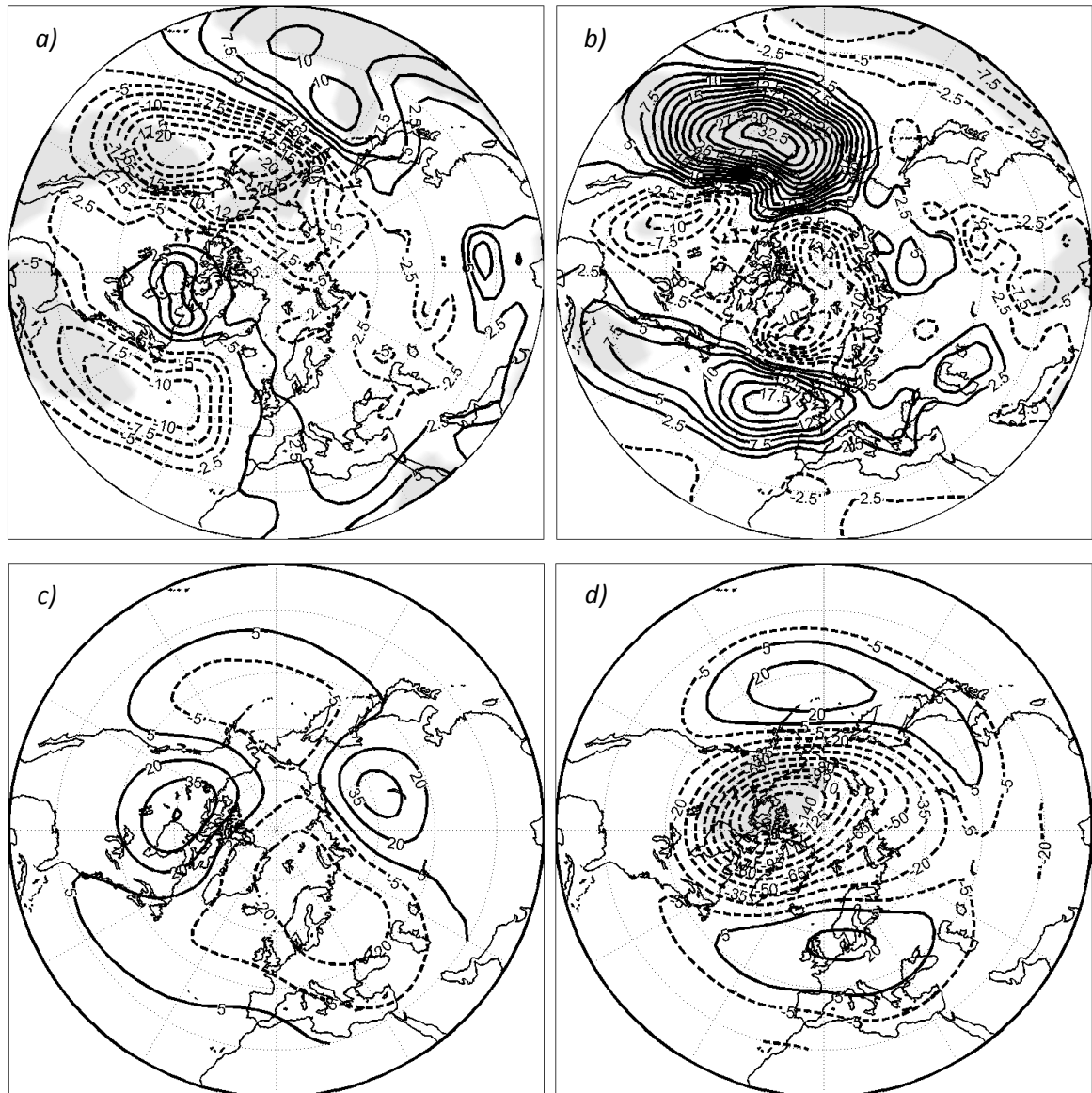


Figura 4, compósito da média das anomalias do geopotencial. (a) para um evento de El Niño aos 1000 hPa; (b) para um evento de La Niña aos 1000 hPa; (c) para um evento de El Niño aos 50 hPa; (d) para um evento de La Niña aos 50 hPa. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste t-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

Os compósitos das anomalias aos 50 hPa mostram vórtice mais intenso durante a fase de La Niña e um padrão ondulatório, denominado por um número de onda $s=2$, durante a fase de El Niño. Nenhum dos padrões apresenta significado estatístico.

4.1.4 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico

Na subsecção 4.1.2 mostrou-se que existe uma relação entre as variabilidades da circulação próxima da superfície e na estratosfera, tornando-se necessário averiguar como o sinal estratosférico poderá interferir com o sinal do ENSO, na região Euro-Atlântica. Nesse sentido e para poder estudar o efeito troposférico do ENSO sem a presença do efeito que advém da estratosfera, foi definida uma variabilidade residual dada pela variabilidade da circulação troposférica subtraída da componente que varia linearmente com o vórtice polar. Repetindo o cálculo dos compósitos em função das fases do ENSO, mas agora apenas para a circulação residual à superfície, obtém-se a figura 5 a) e b). O sinal associado com a variabilidade do vórtice é mostrado nas figuras, figura 5 c) e d).

As diferenças entre os padrões das anomalias da região na Euro Atlântica, mostrados nas Figs. 4 e 5, deverão ser tomadas com algum cuidado devido ao pouco significado estatístico apresentado nos compósitos. No entanto, fora da região Euro-Atlântica verificam-se anomalias estatisticamente significativas, nomeadamente na região do Norte do Pacífico, onde a variabilidade da circulação é representada pela PNA. Este padrão apresenta uma resposta não completamente linear às diferentes fases do ENSO, mostrando existir um deslocamento zonal dos centros, *Hoerling et al.*, (1996).

Durante a fase de El Niño, os resultados sugerem que, o sinal do ENSO sobre a região Euro-Atlântica, poderá propagar-se apenas pela troposfera.

Nos eventos de La Niña, em ambos os casos não mostram um sinal significativo na região Euro-Atlântica, no entanto, estes resultados também sugerem que os sinais do vórtice e das SSTs estão em fase, isto porque as estruturas na região Euro Atlântica são semelhantes e existe uma intensificação das mesmas quando introduzimos o sinal do vórtice. Esta intensificação proveniente do vórtice pode ser observada na figura 5d), que apresenta um padrão de anomalias do geopotencial que se projecta numa NAO positiva. Através da análise das figuras podemos verificar que para um evento de La Niña as

anomalias do geopotencial na região Euro-Atlântica se assemelham à fase positiva da NAO.

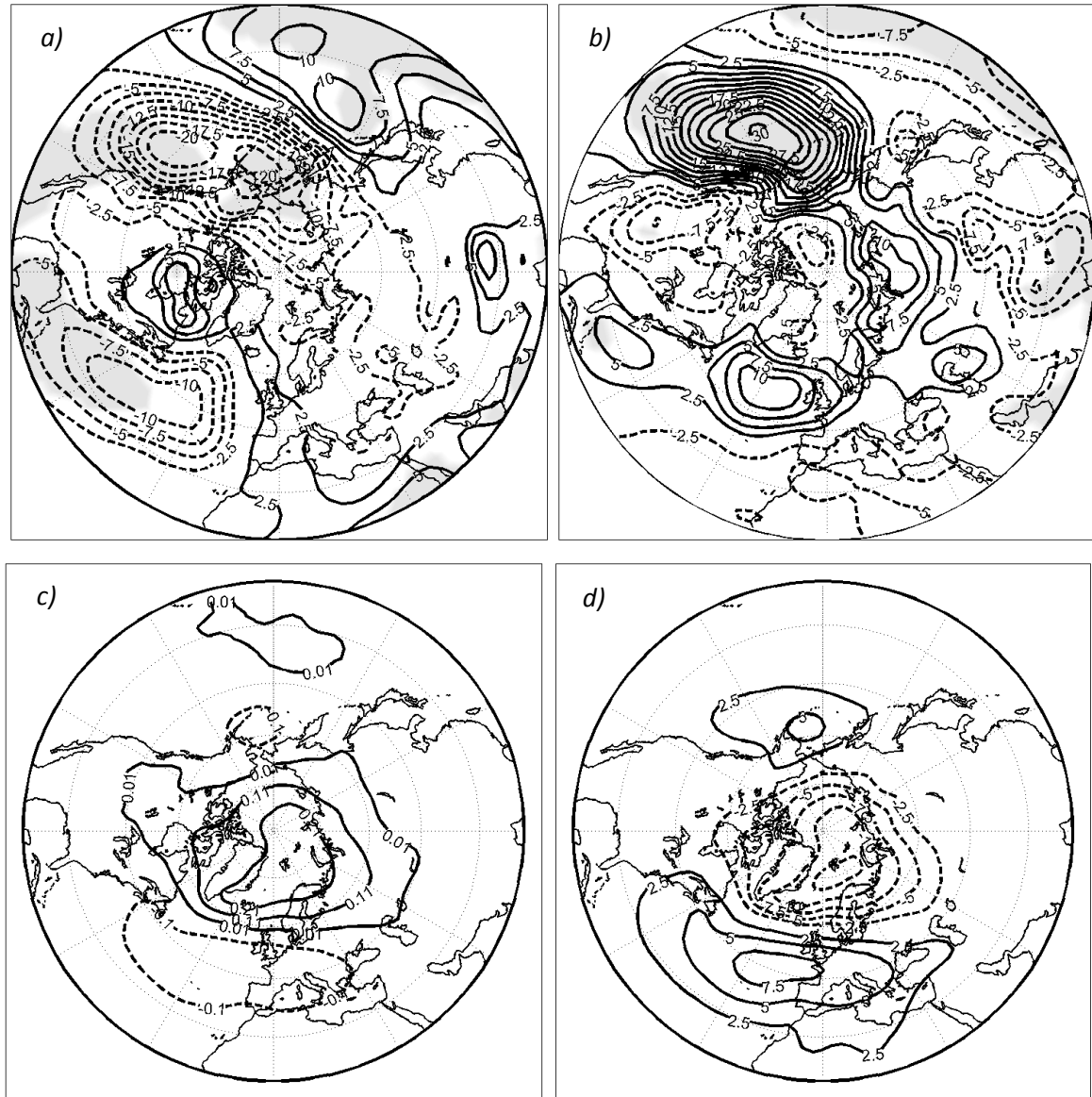


Figura 5. Compósito das anomalias do geopotencial residual. a) para um evento de El Niño; b) La Niña. Compósito das anomalias do geopotencial provenientes da estratosfera: c) para um evento de El Niño; d) para um evento de La Niña. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste t-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

Como referimos acima, durante a fase de El Niño, o sinal estratosférico é muito pequeno e sem significado estatístico. No entanto, convém recordar que a troposfera poderá ser sensível apenas a anomalias fortes do vórtice polar. Realizaram-se assim compósitos do campo de anomalias aos 1000 hPa só para anos de El Niño que coincidiam com vórtice

fraco e também compósitos para anos coincidentes com vórtice neutro, de acordo com a definição dada nas equações 18 a) e 18 b).

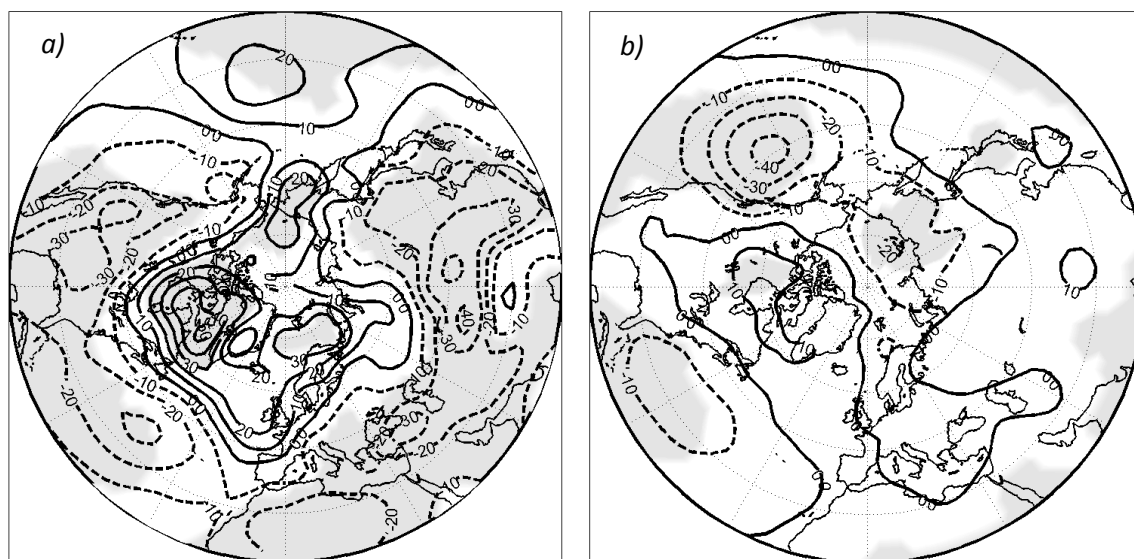


Figura 6. Compósito das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa. a) para vórtice fraco; b) para vórtice neutro. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste *t*-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

Na figura 6b) observa-se o padrão para a situação de El Niño onde o vórtice é neutro e este sugere a propagação de uma onda planetária típica da estrutura da PNA. Sobre a região Euro-Atlântica observa-se um padrão de anomalias positivas que se prolongam das latitudes mais elevadas para as latitudes médias, idêntico ao obtido nas figuras 4 a) e 5 a). Para a situação onde o vórtice é fraco durante anos de El Niño pode-se observar uma estrutura mais zonal conferida pela anomalia positiva sobre a calote polar. Estes resultados são consistentes com os obtidos por, *Ineson et al.*, (2009), e dão consistência ao facto de o estado do vórtice influenciar a circulação na troposfera.

4.1.5 Componente linear e não linear

Lin e Derome, (2004), decompuseram o sinal do ENSO numa componente linear, dada pela diferença entre os compósitos das fases quentes e frias, e numa componente não linear dada pela soma dos mesmos compósitos. Na fig. 7 apresentamos uma análise semelhante à de *Lin et al.*, (2004).

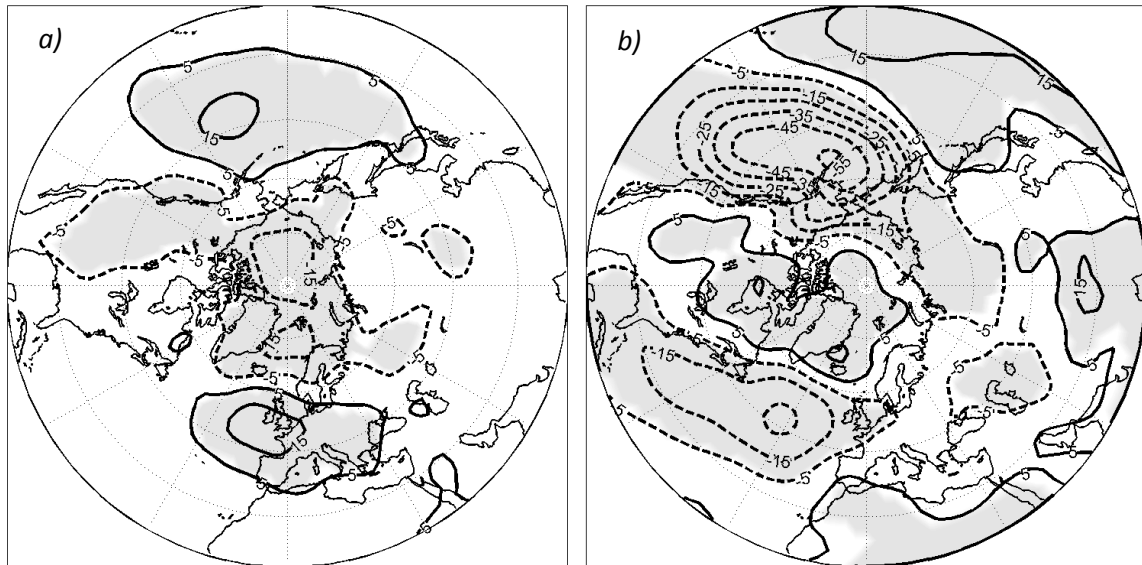


Figura 7. a) Componente não linear (El Niño mais La Niña) das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa; b) Componente linear (El Niño menos La Niña) das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste normal a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

A comparação entre as figuras sugere que a região Euro-Atlântica apresenta uma componente não linear, que se projecta numa NAO positiva e que a intensidade das anomalias, sobre a Europa ocidental, é maior do que na componente linear. Na componente linear pode verificar-se como mencionado anteriormente o padrão da PNA.

4.1.6 Fluxo de Eliassen-Palm

O estudo do fluxo de EP foi realizado com o intuito de percebermos a direcção de propagação das ondas planetárias e o efeito no vento zonal nas diferentes fases do ENSO, permitindo assim verificar se as ondas planetárias propagavam-se mais ou menos para a estratosfera polar. A diferença entre compósitos do fluxo EP e da sua divergência, para os anos de El Niño e de La Niña, é mostrada na figura 8. Na representação do fluxo de EP a componente vertical foi multiplicada por um factor de 125 para uma melhor visualização.

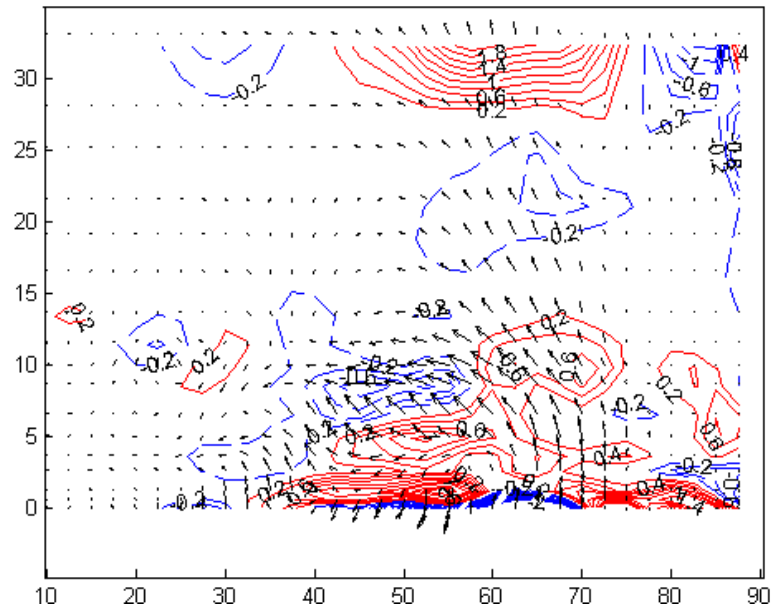


Figura 8. Os contornos representam os valores da divergência do fluxo de Eliassen-Palm em $m\ s^{-1}\ dia^{-1}$. Valores negativos (convergência) são representados pela cor azul, e valores positivos são representados a vermelhos. As setas representam o fluxo de Eliassen-Palm.

Sem podermos esquecer a falta de significado estatístico uma vez que temos uma série temporal limitada e portanto com poucos casos nas diferentes fases, a diferença dos compósitos, indica uma maior propagação vertical com convergência de ondas planetárias na baixa estratosfera e estratosfera polar, sugerindo uma desaceleração do vórtice.

Na região do jacto subtropical os resultados sugerem que este se deslocará ligeiramente em direcção ao Equador durante El Niño. Esta sugestão de deslocamento provém do facto de termos uma desaceleração por volta dos 40°N e uma pequena aceleração perto dos 30°N.

4.2 Reanálises 20th Century

Muitos dos resultados obtidos nas secções anteriores não têm significado estatístico, sobre a região Euro-Atlântica. Nesse sentido recorreu-se a série das reanálises 20th Century e onde repetimos as análises anteriores. Deve-se, no entanto, ter-se presente que os dados das reanálises 20th Century se baseiam apenas na assimilação de dados de pressão à superfície, podendo os campos reanalizados em níveis superiores apresentarem desvios importantes em relação às observações.

4.2.1 Modos de variabilidade

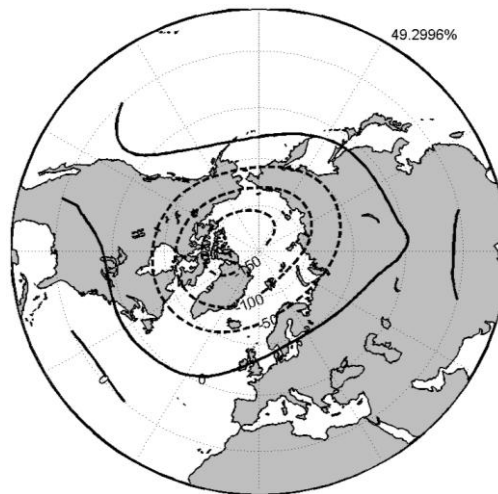


Figura 9, representação espacial da primeira EOF na estratosfera. As unidades são em metros de geopotencial.

A figura 9 mostra a primeira EOF do geopotencial ao 50 hPa. Comparando-a com a representação das reanálises do NCEP (figura 1), podemos verificar que o padrão se mantém. No entanto, a fracção de variância explicada pelo vórtice é menor. Isto poder-se-á dever, pelo menos em parte, ao facto de o geopotencial aos 50 hPa, nas reanálises 20th Century, ser apenas resultado do modelo de assimilação. Devemos também ter em conta, a possibilidade de ter ocorrido uma alteração na variabilidade da estratosfera entre os dois períodos.

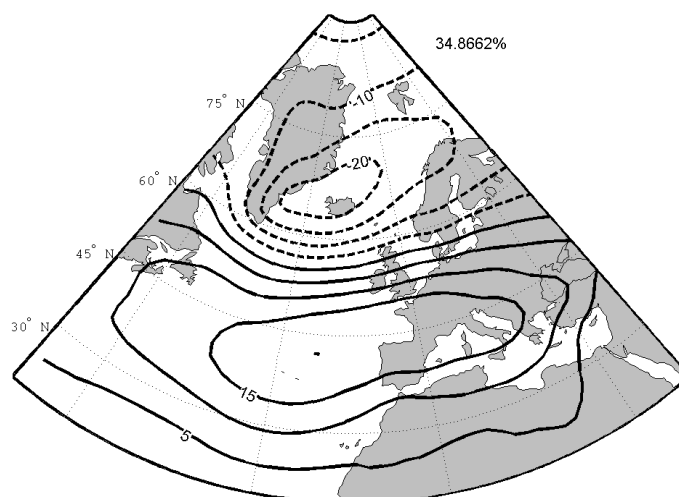


Figura 10, representação espacial da primeira EOF na região Euro Atlântica – NAO. As unidades são em metros de geopotencial.

Comparando com o padrão da NAO obtido para as reanálises do NCEP (figura 2), verifica-se que a estrutura obtida é semelhante. No entanto, existe uma diminuição da magnitude do sinal e da variância.

4.2.2 *Conexão troposfera-estratosfera*

O padrão de regressão da PC associada ao vórtice polar com as anomalias do geopotencial aos 1000 hPa, sobre a região Euro-Atlântica, é mostrado na Figura 11.

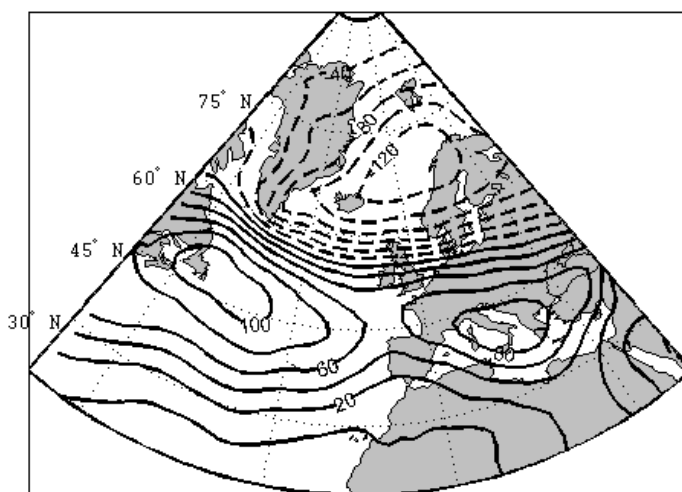


Figura 11, padrão de regressão das anomalias do geopotencial aos 1000hPa, na região Euro-Atlântica sobre a intensidade do vórtice. O padrão está normalizado às anomalias para um desvio padrão do vórtice.

A análise da figura mostra que existe uma relação entre os dois campos de geopotencial, no entanto, não exhibe o padrão dipolar característico da NAO, o que, em parte, se poderá dever a problemas de modelação da estratosfera.

4.2.3 *Conexão trópicos – extratropicos*

O estudo deste sinal é realizado com o recurso a compósitos das anomalias aos 1000hPa para as diferentes fases do ENSO, figura 12 a) e b). Foram também analisados os compósitos das anomalias do geopotencial aos 50hPa, figura 12c) e d).

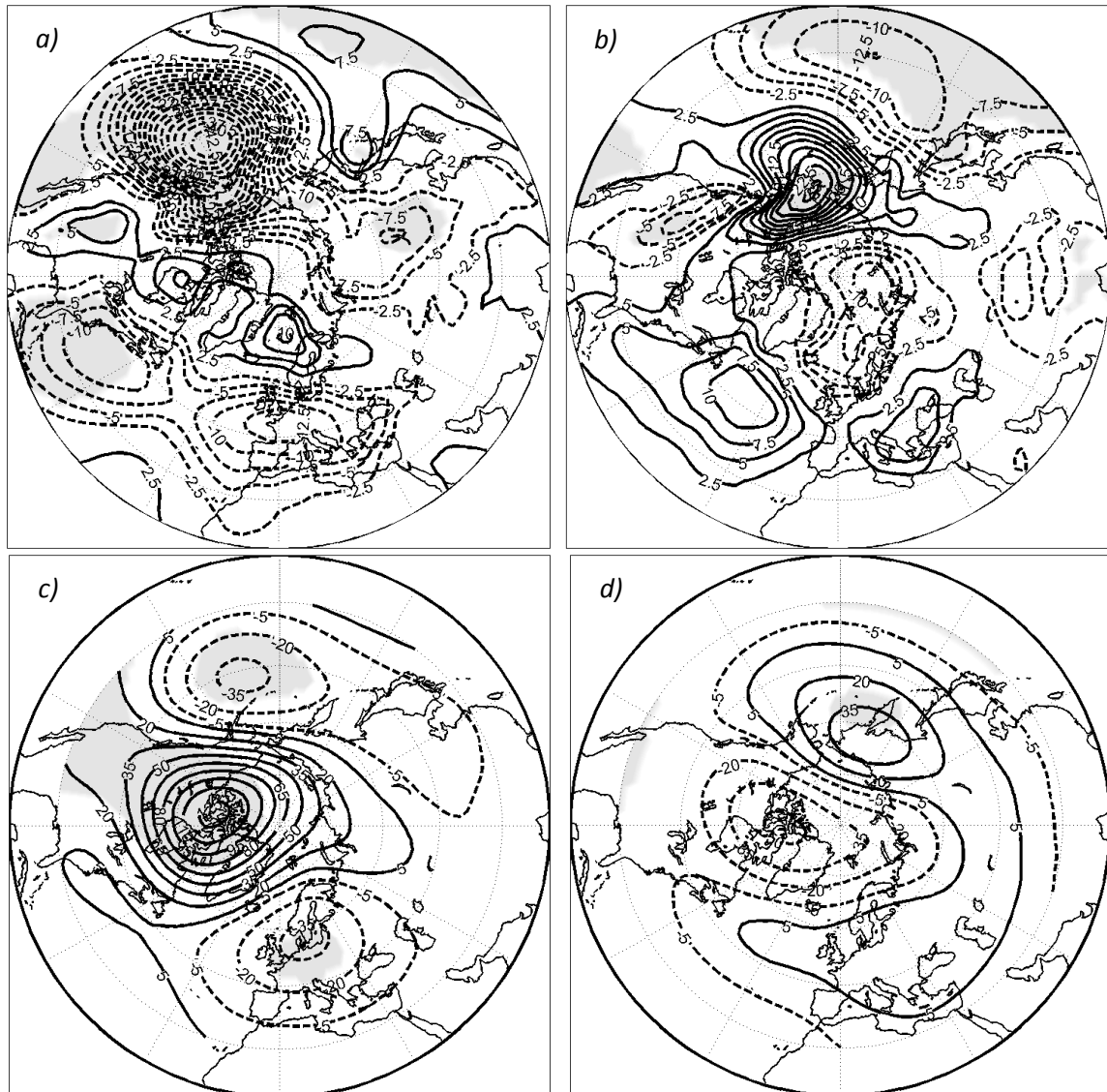


Figura 12. Compósito das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa: a) para um evento de El Niño; b) para um evento de La Niña. Compósitos das anomalias do geopotencial aos 50 hPa: c) para um evento de El Niño; d) para um evento de La Niña. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste t-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

A observação das figuras sugere uma resposta não linear ao forçamento do ENSO, pois apresentam um campo médio das anomalias substancialmente diferentes em ambos os casos. No entanto, os padrões, quando comparados aos anteriormente obtidos (figura 4b) para a mesma situação mostram que a fase de La Niña tende a formar o mesmo padrão de anomalias, que se projectam numa NAO positiva. Embora neste caso também não tenhamos resultados significativamente estatísticos. No entanto, o facto de em ambos os casos (NCEP e 20th Century) os resultados obtidos serem semelhantes, dá consistência à

sugestão de que a resposta na região Euro-Atlântica perante um evento frio do ENSO que se projecta numa NAO positiva. Nestes dados na fase de El Niño obtém-se um padrão espacial de anomalias que se projecta numa NAO negativa. Sendo assim não se pode afirmar com significado estatístico nem a nível de consistência qual a resposta na região Euro-Atlântica quando estamos perante um evento quente do ENSO, quando temos em conta as duas bases de dados.

A análise dos compósitos exibidos sugere que o vórtice é mais fraco para um evento de El Niño, do que num evento de La Niña, como mencionado anteriormente. O campo das anomalias aos 50 hPa sugere assim uma resposta linear as diferentes fases.

4.2.4 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico

A figura 13 mostra os compósitos da variabilidade residual aos 1000 hPa para as diferentes fases do ENSO, bem como o sinal proveniente da estratosfera.

Observando as figuras, facilmente se conclui que não existe significado estatístico sobre a região Euro-Atlântica. No entanto, algumas sugestões sobre a interferência do sinal estratosférico e troposférico podem ser retiradas. De notar que se observa a resposta linear do padrão da PNA, bastante importante na veracidade dos resultados.

Para um evento frio do ENSO as anomalias do geopotencial da variabilidade residual apresentam um padrão que se projecta numa fase positiva da NAO. Quando comparamos a magnitude das anomalias do geopotencial sobre a região Euro-Atlântica com a variabilidade residual, esta apresenta uma magnitude mais fraca. Este resultado indica assim que quando retiramos o sinal que varia linearmente com o vórtice, as anomalias têm tendência a provocar um padrão da NAO positiva mais fraco, sugerindo assim que o sinal estratosférico e a influência das SSTs interferem construtivamente.

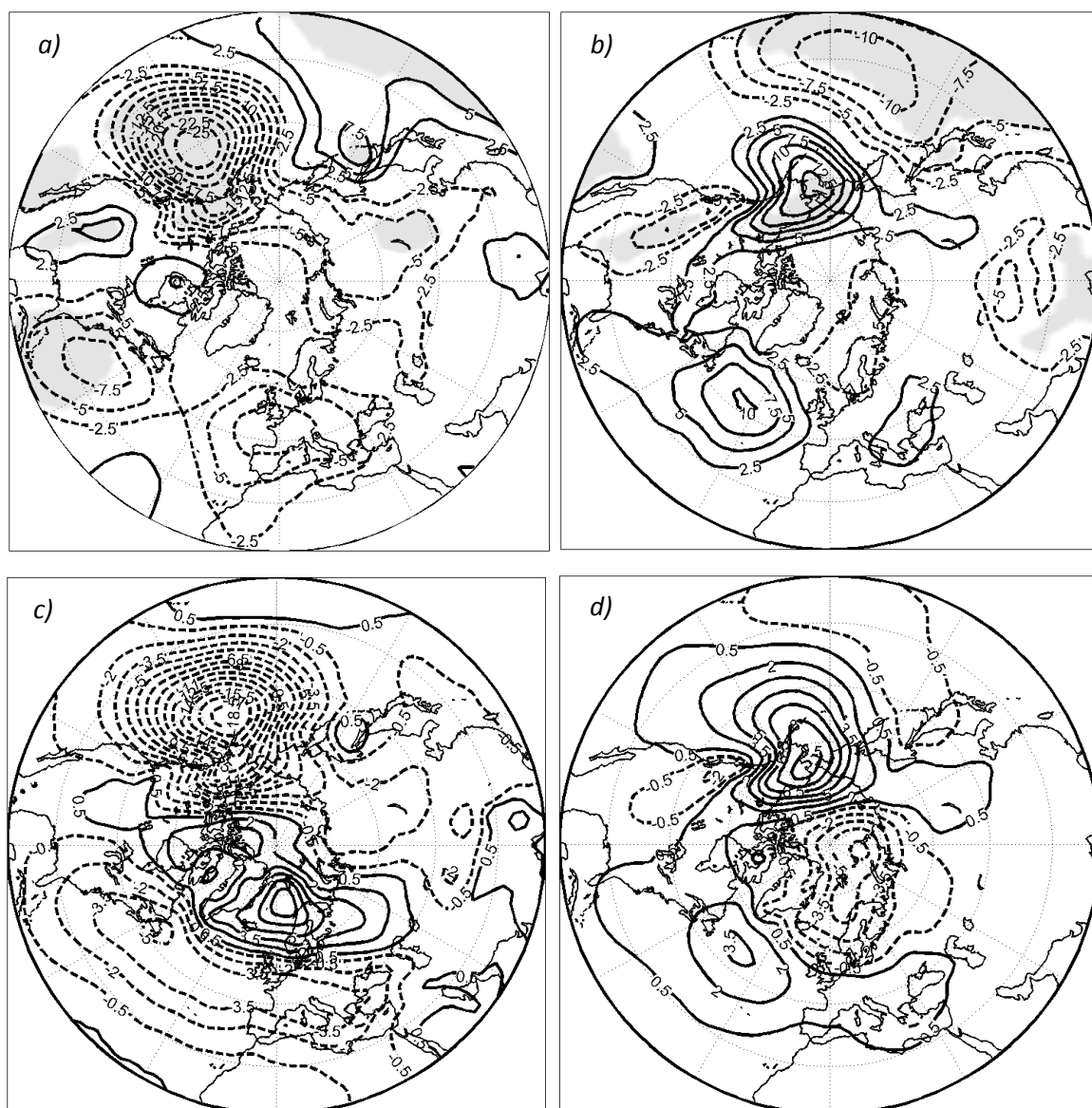


Figura 13 Compósito das anomalias do geopotencial residual. (a) para um evento de El Niño; (b) La Niña. Compósito das anomalias do geopotencial provenientes da estratosfera: (c) para um evento de El Niño; (d) para um evento de La Niña. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste *t*-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

Para um evento quente do ENSO os resultados sugerem que o sinal troposférico é contrário ao forçamento estratosférico na região Euro-Atlântica. Neste caso, e ao contrário do evento frio do ENSO, os padrões interferem destrutivamente. Os resultados obtidos são consistentes com as reanálises do NCEP. De realçar que o sinal proveniente da estratosfera nestes dados apresentam anomalias mais fortes sobretudo na região do Pacífico, tal facto pode dever-se a uma má modelação nos níveis mais elevados da atmosfera.

4.3 20th Century e NCEP

Os resultados obtidos com as reanálises 20th Century e as reanálises do NCEP, embora apresentem, que poderão ser devidas ao facto de a circulação estratosférica ser apenas resultado do modelo de assimilação, podem considerar-se qualitativamente. Com o intuito de obter uma série temporal de dados maior e podermos obter um maior significado estatístico, utilizamos as duas séries temporais anteriormente apresentadas em conjunto, ficando assim com 100 anos de dados. Como as reanálises 20th Century têm uma resolução espacial de $2.0^\circ\text{lat.} \times 2.0^\circ\text{long.}$, foi necessário interpolá-las, previamente, para a malha das reanálises do NCEP ($2.5^\circ\text{lat.} \times 2.5^\circ\text{long.}$).

4.3.1 *Conexão troposfera-estratosfera*

Os padrões das EOFs aos 50 hPa e aos 1000 hPa na região Euro-Atlântica, são idênticos aos anteriormente apresentados quer para as reanálises do NCEP quer para o projecto 20th Century.

O padrão da regressão das anomalias da intensidade do vórtice polar (1ªPC do geopotencial aos 50 hPa) com o campo do geopotencial aos 1000 hPa associada é mostrado na, figura 14.

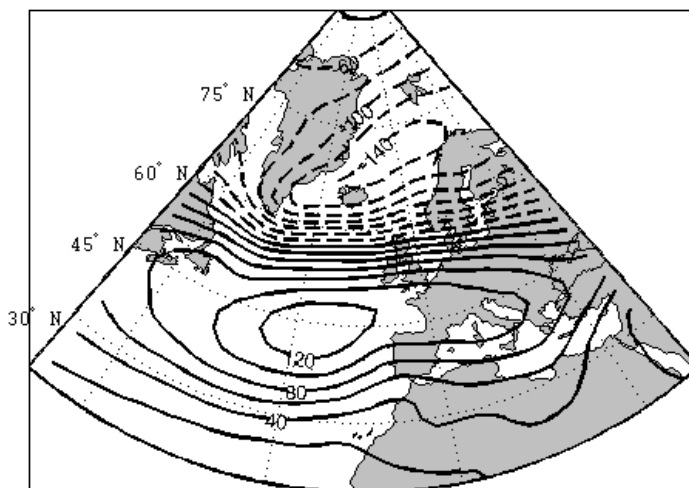


Figura 14, padrão de regressão das anomalias do geopotencial aos 1000hPa, na região Euro-Atlântica sobre a intensidade do vórtice. O padrão está normalizado às anomalias para um desvio padrão do vórtice.

A análise da figura reproduz o mapa de regressão já obtido com os dados do NCEP, exibindo o padrão dipolar característico da NAO com um ligeiro desfasamento meridional.

4.3.2 Conexão trópicos – extratropicos

As figuras 15 a) e b) mostram os compósitos das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa para as diferentes fases do ENSO, e as figuras 15 c) e d) mostram os respectivos compósitos das anomalias do geopotencial aos 50 hPa.

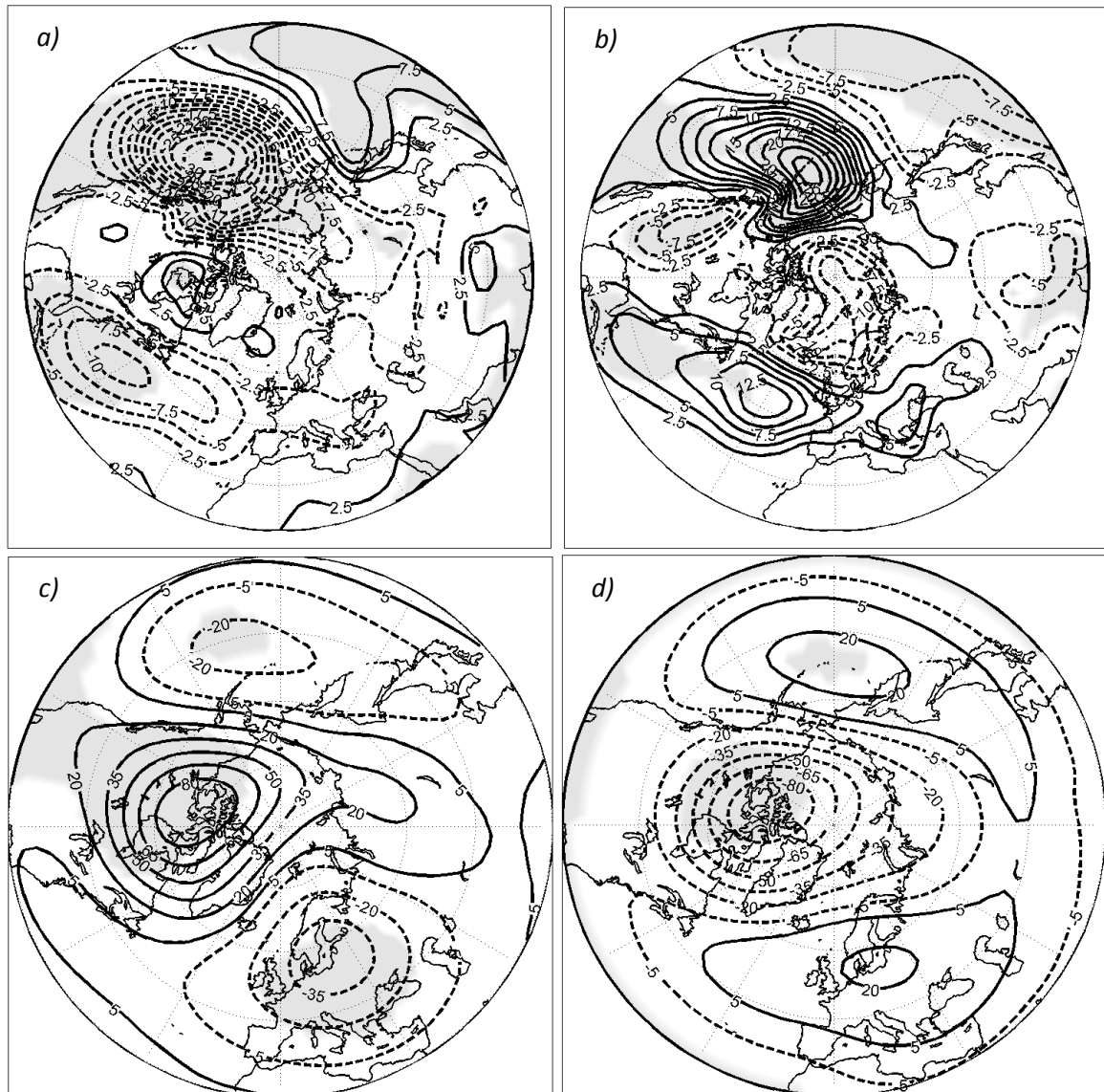
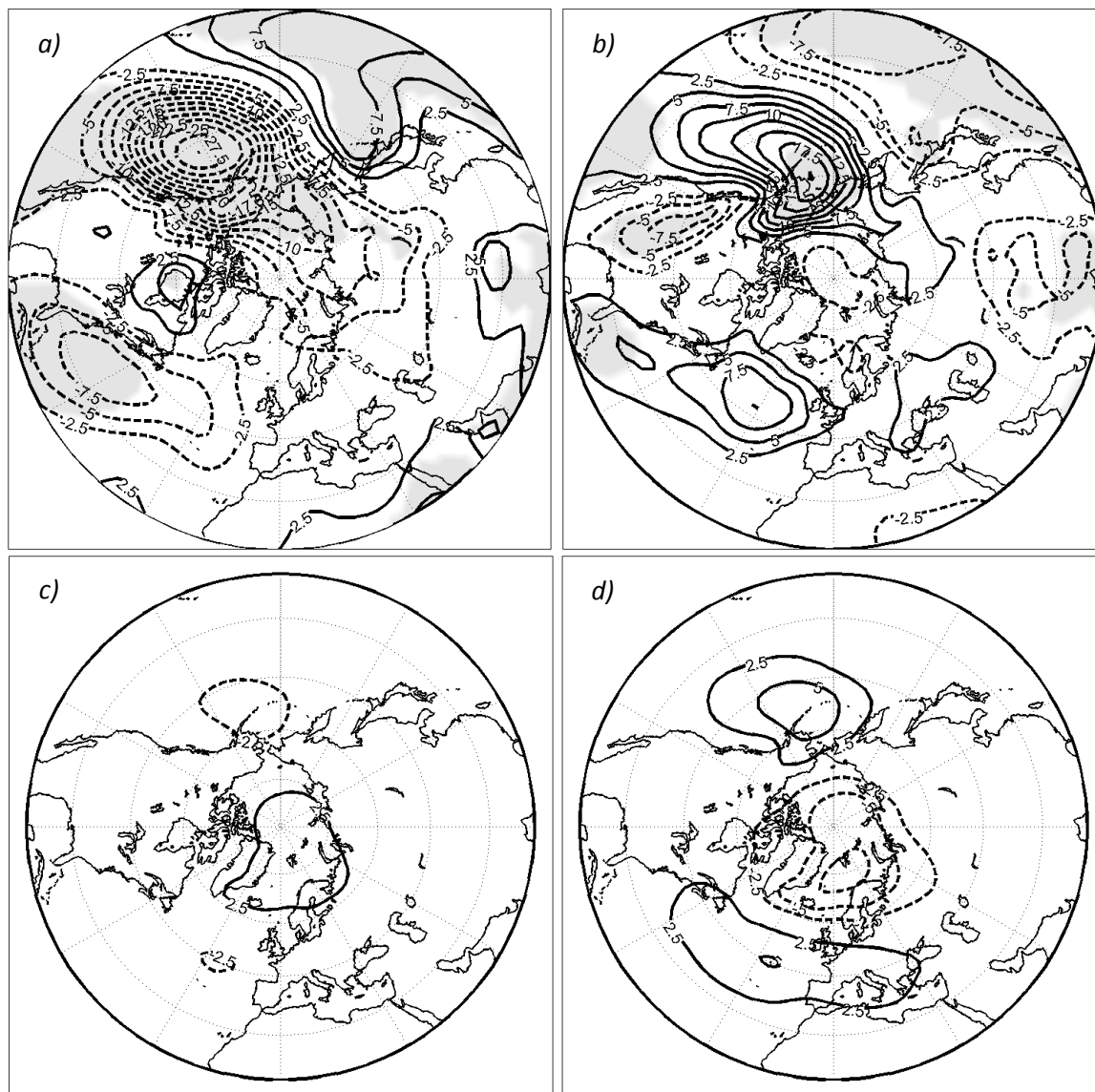


Figura 15. Compósito das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa: a) para um evento de El Niño; b) para um evento de La Niña. Compósitos das anomalias do geopotencial aos 50 hPa: c) para um evento de El Niño; d) para um evento de La Niña. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste t-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

As características globais dos padrões são qualitativamente consistentes com os resultados obtidos para as séries do NCEP (figura 4).

4.3.3 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico

A figura 16 mostra os compósitos da circulação residual para anos de El Niño e de La Niña, bem como o sinal associado ao vórtice polar.



menor amplitude do sinal estratosférico, em particular no compósito de El Niño. Como já referimos, a troposfera poderá apenas ser sensível a eventos extremos na estratosfera. Por isso voltamos a repetir o cálculo dos compósitos de El Niño separando os dados de estratosfera activa (vórtice fraco) e estratosfera neutra (Fig. 17).

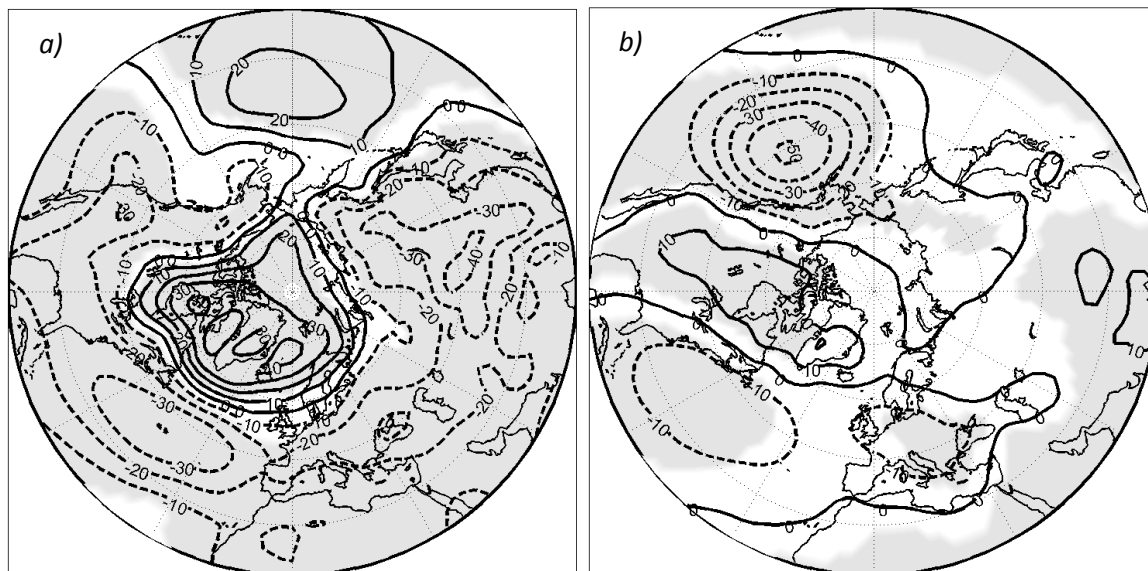


Figura 17. Compósito das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa. (a) para vórtice fraco; (b) para vórtice neutro. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste *t*-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

Comparando com a figura 17 com os resultados obtidos para a mesma situação nas reanálises do NCEP (figura 6), as estruturas são semelhantes. No entanto, a figura 17a) apresenta as anomalias positivas mais centradas na calote polar, ao contrário da figura 6a) que tem tendência a prolongar-se pela região Euro-Atlântica. Para a situação de vórtice neutro os resultados obtidos sobre a região Euro-Atlântica são semelhantes aos da 6 b).

Os resultados obtidos são consistentes com os resultados anteriormente obtidos. No entanto, o principal objectivo não foi atingido, pois não se conseguiu obter sinal significativamente estatístico nos compósitos, apesar de um maior número de anos.

5 Modelo

O forçamento da circulação da baixa troposfera pelo ENSO pode ser avaliado em dados simulados por modelos acoplados de circulação geral da atmosfera e do oceano. Uma das vantagens da utilização de simulações é poder-se dispor séries longas de dados, que de outra forma não era possível obter. Os modelos climáticos têm evoluído bastante nos últimos anos, em parte, devido à melhor representação da interacção oceano-atmosfera. No entanto, a variabilidade do ENSO continua a ser um desafio devido à sua amplitude, duração, recorrência e variações sazonais *Collins et al.* (2004), *Joshep et al.* (2005) e *AchutaRao et al.* (2006).

Depois de uma análise exploratória de simulações de vários modelos⁶ [CGCM3.1 (T47) e CGCM3.1 (T63), Canadian Center for Climate modelling and Analysis; GISS-ER, Goddard Institute for Space Studies (NASA); HadCM3, Hadley Centre for Climate Prediction, Met Office] e através de vários estudos comparativos dos modelos [*Guilyardi* (2005), *Oldenborgh* (2005), *Capotondi* (2006), *Miller* (2006)], optámos por uma análise mais detalhada as simulações efectuadas com o modelo HadCM3.0, do Centro Hadley UK.

5.1 Dados

A componente atmosférica do modelo é resolvida numa grelha lat.-lon. de $2.5^\circ \times 3.75^\circ$ em 19 níveis verticais híbridos, sendo o topo do modelo aos 10hPa. A componente oceânica utiliza um modelo “q-flux” numa resolução lat.-lon. de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$. O oceano e a atmosfera são acoplados uma vez por dia. Analisaremos, aqui, duas simulações do clima nos últimos 139 anos, dispondo assim de um total de 278 Invernos (DJF).

Para reduzir a influência dos forçamentos externos (por exemplo, aumento dos gases com efeito de estufa), a cada simulação retiraram-se as flutuações com períodos superiores a 40 anos, utilizando um filtro de passa a baixo. As técnicas utilizadas para a análise dos dados do modelo foram as apresentadas anteriormente.

Os anos correspondentes às diferentes fases do ENSO foram identificados através da primeira PC das anomalias das SSTs numa região definida entre 30°N e 30°S e 120°E e -80°O . Os anos em que a PC é maior que $1.25\sigma_{PC}$, foram considerados eventos de El Niño, e os anos em que a PC é menor que $1.25\sigma_{PC}$ foram identificados como episódios de La

⁶<https://esg.llnl.gov:8443>

Niña. Através deste critério identificaram-se 14 (19) eventos de El Niño e 11 (15) eventos de La Niña, para a primeira (segunda) simulação. Assim, nos 278 Invernos analisados, identificaram-se 33 (26) eventos de El Niño (La Niña).

Para efeito de validação, a mesma metodologia foi aplicada aos dados das reanálises do NCEP. O valor da correlação entre a primeira PC das SSTs e o índice do ENSO (anomalia média das SSTs na região Niño 3.4), é igual a 0.98. Pode concluir-se assim que este método produz bons resultados sendo por isso aplicado aos dados dos modelos para as diferentes corridas, figura 18 b) e c).

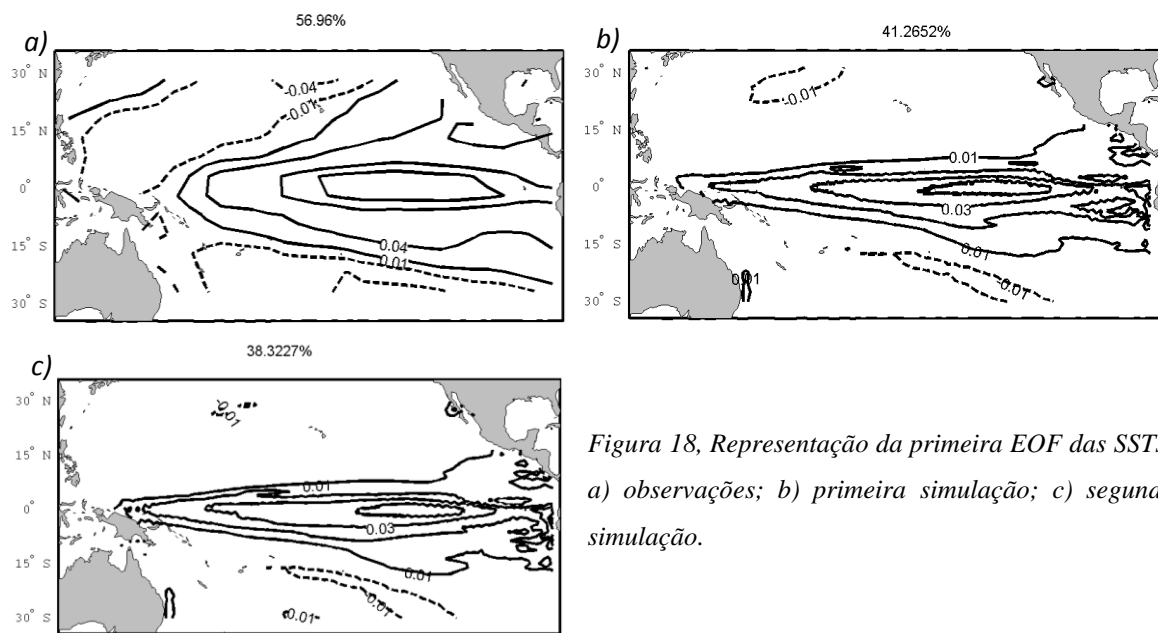


Figura 18, Representação da primeira EOF das SSTs: a) observações; b) primeira simulação; c) segunda simulação.

A figura 18 mostra os padrões da primeira EOF das SSTs para cada simulação e para as SSTs do NCEP.

Pode verificar-se que o padrão obtido no modelo na região equatorial se aproxima dos dados das observações. No entanto, no modelo e em ambas as simulações o padrão tende a estender-se mais para Oeste do que nas observações, Oldenborgh (2005), Joshep *et al.* (2005), e representa uma menor fracção da variância. Avaliando a frequência de ocorrência, verificamos que a amplitude máxima ocorre com um período de 3.94 e 3 anos para a primeira e segunda simulação, respectivamente. Estes valores aproximam-se bastante do período de ocorrência das observações, portanto a assinatura do ENSO é bem reproduzida neste modelo, Oldenborgh (2005) e Guilyardi (2005).

5.1.1 Modos de variabilidade

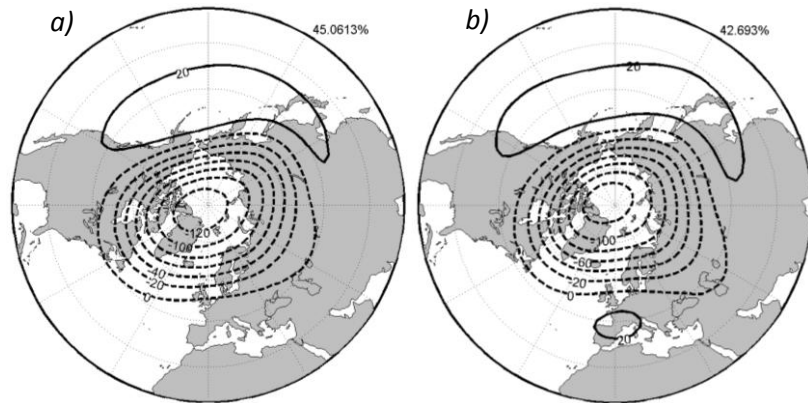


Figura 19, representação espacial das anomalias do geopotencial aos 50 hPa e a respectiva variância: a) para a primeira corrida; b) para a segunda corrida. As unidades são em metros de geopotencial.

A figura 19 mostra a primeira EOF do geopotencial aos 50 hPa, para cada uma das simulações. Os padrões são muito semelhantes entre si e ao padrão dos dados do NCEP (Fig. 1).

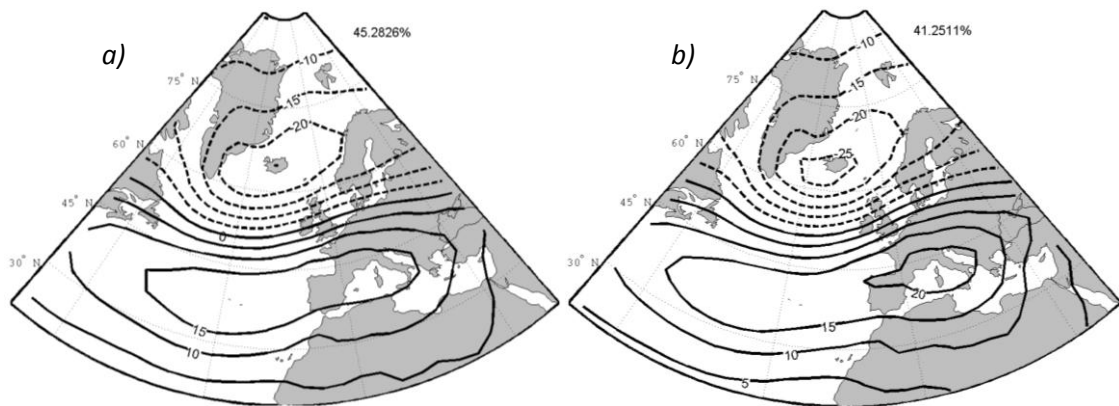


Figura 20, representação espacial das anomalias do geopotencial na região Euro-Atlântica e a respectiva variância: a) para a primeira simulação; b) para a segunda simulação. As unidades são em metros de geopotencial.

O padrão da NAO (Fig. 20) apresenta uma estrutura semelhante com as observações, e segundo *Collins et al.* (2004) e *Osborn* (2004) a variabilidade temporal é consistente com as observações. No entanto existe um ligeiro deslocamento para Este no centro que se localiza sobre os Açores [*Osborn*, (2004)], mais visível na figura 20b).

5.1.2 *Conexão troposfera-estratosfera*

Os padrões de regressão das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa, na região Euro-Atlântica, sobre a intensidade do vórtice polar (PC1) são mostrados nas figuras 21 a) e b).

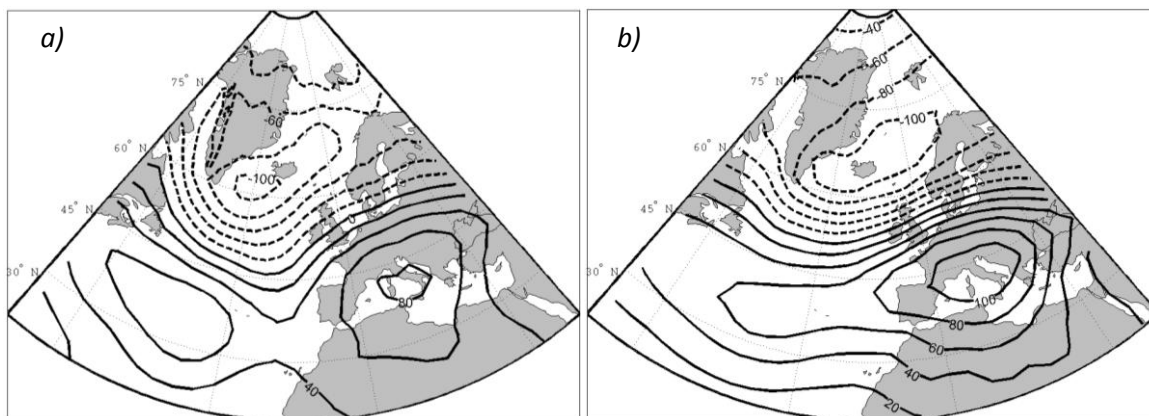


Figura 21, padrão de regressão das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa, na região Euro-Atlântica sobre a intensidade do vórtice: a) primeira simulação; b) segunda simulação. O padrão está normalizado às anomalias para um desvio padrão do vórtice.

Quando comparados com a regressão das reanálises do NCEP, os valores da regressão são maiores, o que se poderá dever ao facto de o modelo apresentar uma componente barotrópica mais forte do que a da atmosfera real, sendo mais evidente a coerência vertical da variabilidade da circulação atmosférica. Existe também uma deslocação para Leste do centro de altas pressões nas latitudes médias, visível na figura 21 b), o que também já se fez notar na figura 20 b). No entanto, os padrões mostram estruturas dipolares semelhantes ao dipolo anteriormente mostrado nas reanálises do NCEP.

5.1.3 *Conexão trópicos – extratropicos*

Tal como no caso das reanálises, calculámos os compósitos das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa e aos 50 hPa nas diferentes fases do ENSO (Figura 22).

A análise dos campos de geopotencial aos 1000 hPa mostra que, de forma semelhante ao que se tinha obtido com as reanálises do NCEP, o padrão de anomalias simuladas na região Euro-Atlântica, durante a fase de La Niña, projecta-se sobre a fase positiva da NAO. Tal como nas reanálises, as anomalias simuladas na região Euro-Atlântica, durante a fase de El Niño, são de menor amplitude, apresentando um padrão remanescente de uma fase negativa

da NAO. A diferença entre os padrões indica a existência de uma componente não linear do sinal ENSO sobre a região Euro Atlântica.

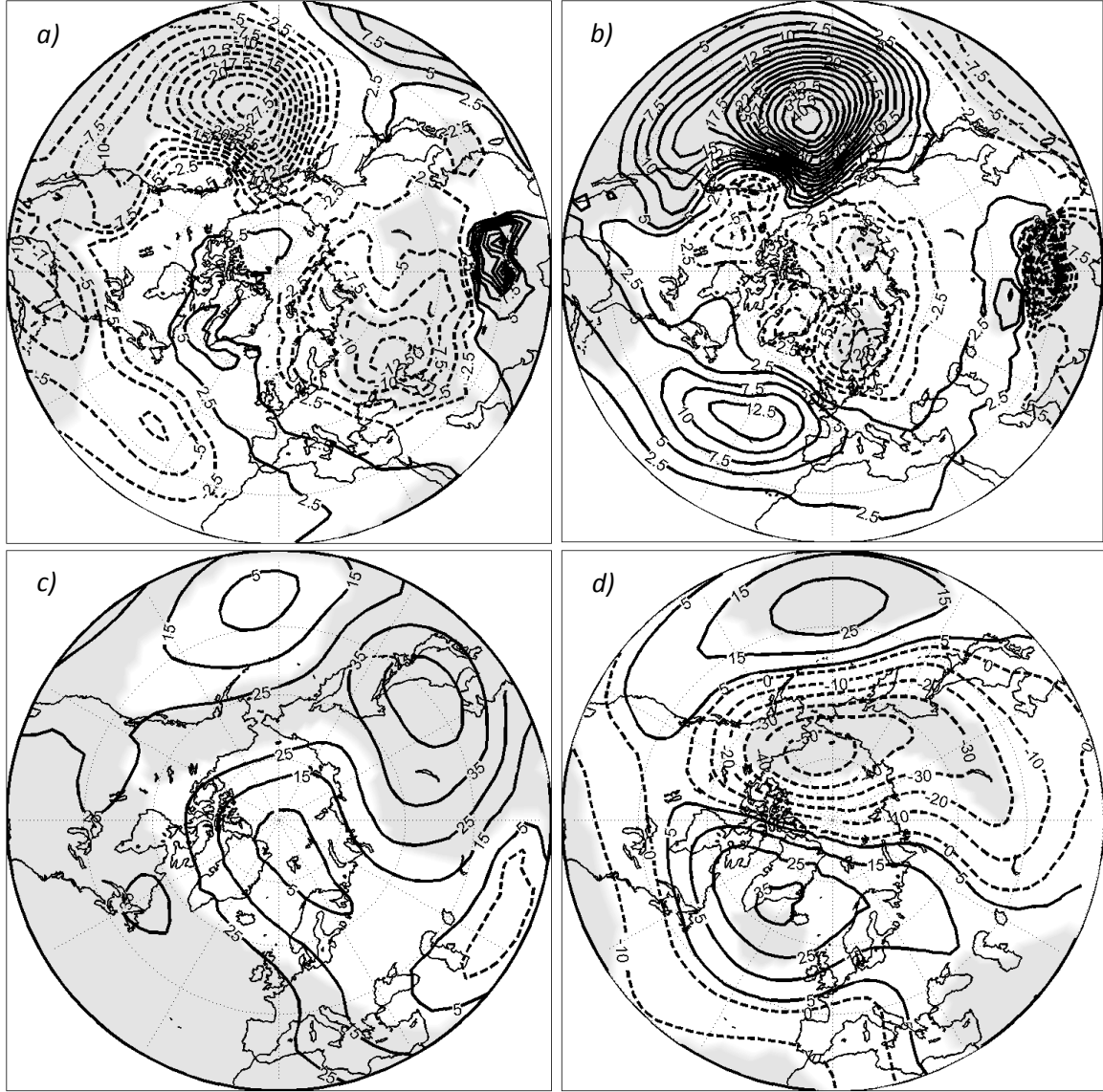


Figura 22. Compósito das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa: (a) para um evento de El Niño; (b) La Niña. Compósito das anomalias do geopotencial aos 50 hPa: (c) para um evento de El Niño; (d) para um evento de La Niña. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente t-student, para um teste normal a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

Em ambas as fases do ENSO, os padrões simulados do geopotencial aos 50 hPa mostram uma perturbação ondulatória do vórtice. A comparação com os padrões obtidos com as reanálises, sugere que, o modelo não representa bem a resposta da estratosfera às fases do ENSO. No entanto, a média da PC1 do geopotencial aos 50 hPa é $-0.09 \sigma_{PC}$ e $0.10 \sigma_{PC}$

para a fase de El Niño e La Niña, indicando um vórtice mais intenso durante a fase de La Niña.

5.1.4 Separação do sinal tropical e do sinal estratosférico

Novamente, e para analisar o sinal do ENSO sem a modulação da estratosfera, calculou-se a variabilidade residual da circulação aos 1000 hPa, subtraindo a componente que varia linearmente com o vórtice polar. A Figura 23 mostra os compósitos da circulação residual em função das fases do ENSO.

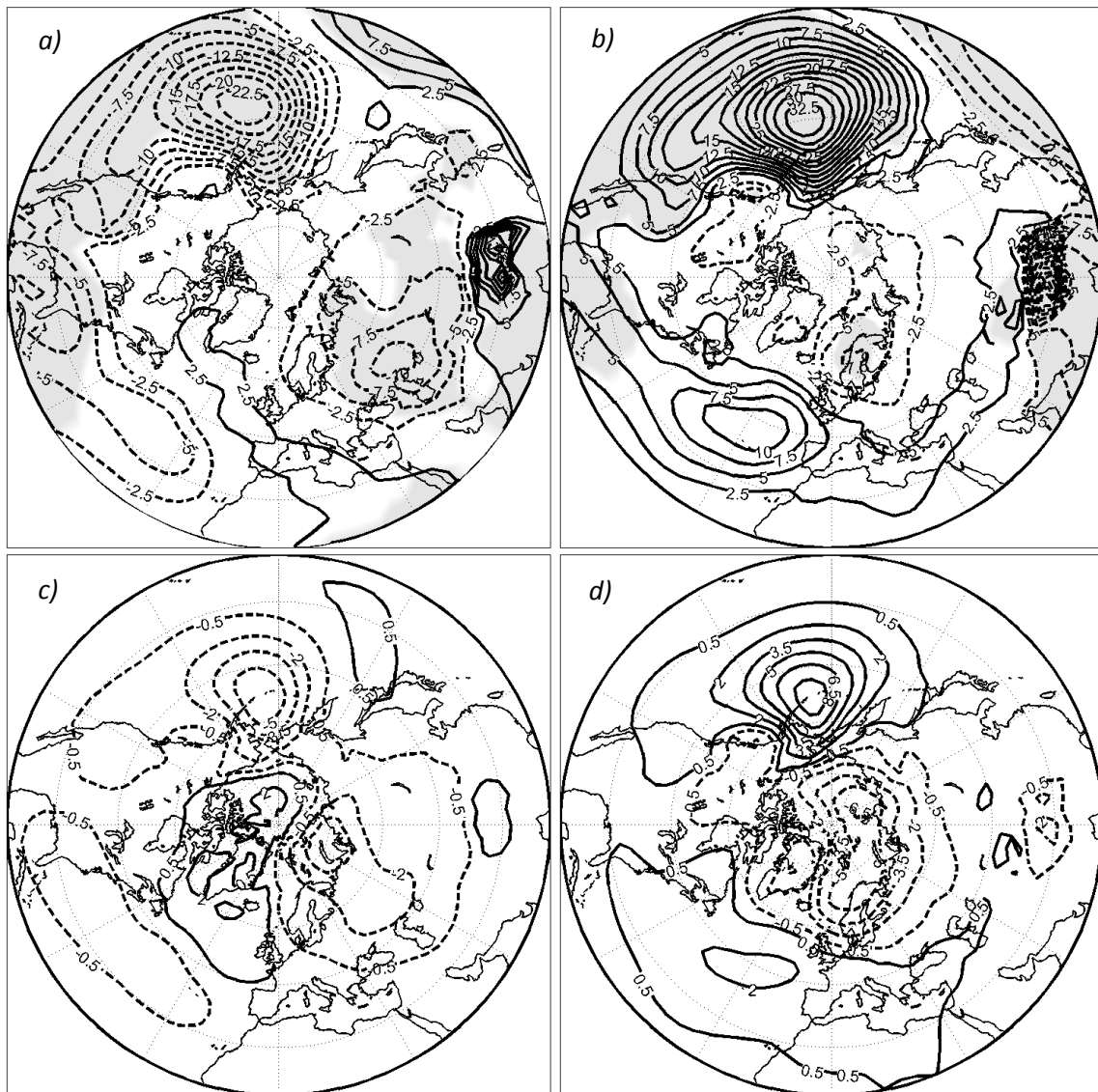


Figura 23. Compósito das anomalias do geopotencial residual: (a) para um evento de El Niño; (b) La Niña. Compósito das anomalias do geopotencial provenientes da estratosfera: (c) para um evento de El Niño; (d) para um evento de La Niña. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste t-student a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

Da análise das figuras, verifica-se que sobre a região Euro-Atlântica o campo de anomalias apresenta uma estrutura semelhante às reanálises. Em La Niña observa-se um campo de anomalias que se projecta sobre uma NAO positiva, que é intensificada pelo sinal proveniente da estratosfera, ou seja, existe interferência construtiva. No caso de El Niño, tal como nas reanálises o sinal proveniente da estratosfera é mais fraco, apresentando uma estrutura dipolar sobre o Atlântico Oeste, sugerindo também interferência construtiva.

5.1.5 Componente linear e não linear

A Figura 24 mostra as componentes linear e não linear, associadas ao forçamento pelo ENSO. Os padrões simulados são semelhantes aos padrões obtidos com as reanálises do NCEP (Fig.7).

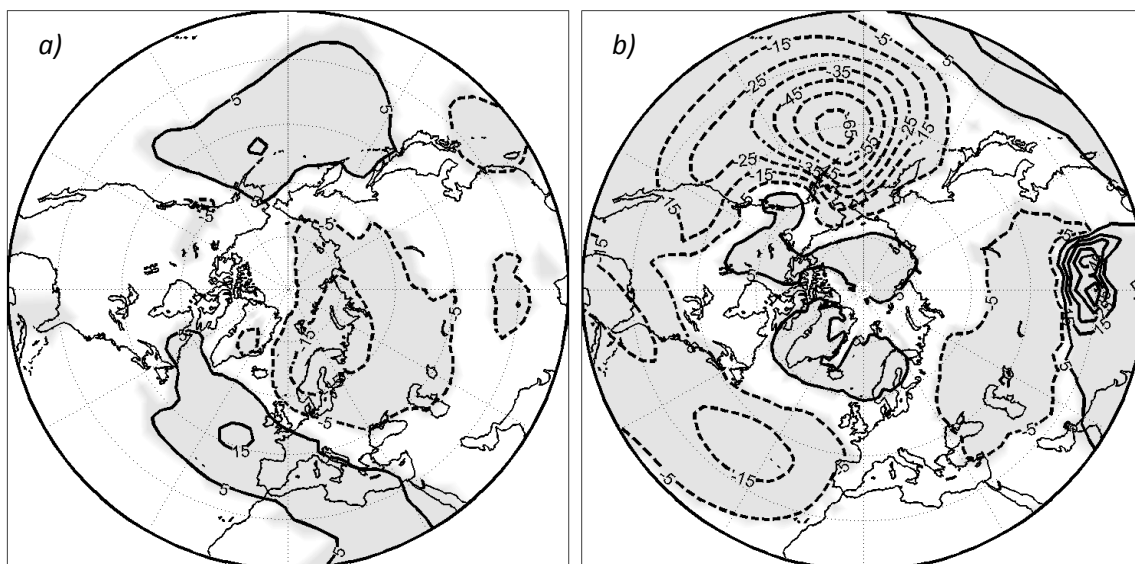


Figura 24. a) Componente não linear das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa; b) Componente linear das anomalias do geopotencial aos 1000 hPa. A região a sombreado corresponde aos resultados significativamente estatísticos, para um teste normal a 95%. As unidades são em metros de geopotencial.

A comparação entre as figuras sugere, tal como esperado, que a região Euro-Atlântica apresenta uma componente não linear, aproximadamente em quadratura com o padrão da NAO. Sobre o Pacífico e América do Norte a componente não linear apresenta valores pequenos ao contrário da componente linear, e o modelo parece não simular o deslocamento zonal da PNA entre as fases de El Niño e La Niña. A projecção de um padrão sobre o outro é igual a -0.38, o que indica que os padrões estão aproximadamente

em quadratura (no caso de duas ondas sinusoidais de igual comprimento de onda, uma projecção de 0.38 corresponde a uma diferença de fase de 68°).

A componente linear mostra a intensificação da depressão das Aleutas, durante os episódios de El Niño, e um dipolo, centrado no Atlântico Norte que se projecta na fase negativa da NAO.

Tal como no trabalho de *Lin et al.*, (2004) a componente não linear sugere um padrão ondulatório estendendo-se da região Euro-Atlântica para a Ásia. Os resultados de *Lin et al.*, (2004) indicam que a série temporal da componente não linear da resposta ao forçamento pelas SSTs do Pacífico Tropical, varia de forma parabólica com a primeira PC das SSTs.

Nos resultados de *Lin et al.* (2004), as respostas linear e não linear às anomalias do ENSO foram diagnosticadas num ensemble de 30 simulações de 61 Invernos, cada um com forçamentos derivados de SSTs prescritas. As médias das 30 simulações de cada Inverno representam a componente forçada da circulação. Fazendo a análise em componentes principais dos 61 Invernos, *Lin et al.*, (2004) identificaram a segunda EOF como sendo a resposta não linear sobre a região Euro-Alântica.

As duas simulações, que analisamos neste trabalho, foram obtidas com um AOGCM e, portanto, os campos das SSTs não são iguais para os mesmos anos, dada a variabilidade interna do modelo. Guiados pelos resultados de *Lin et al.*, (2004), procuramos confirmar a existência de uma dependência quadrática entre a amplitude do padrão de resposta não linear e a primeira PC das SSTs. Em primeiro lugar calculamos as EOFs do geopotencial aos 500 hPa para os 278 Invernos simulados (Figura 25).

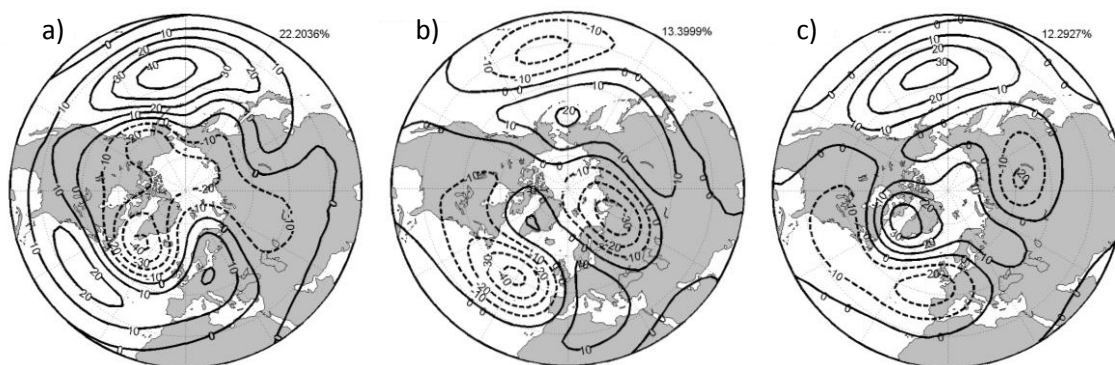


Figura 25. Representação espacial das anomalias do geopotencial aos 500 hPa e a respectiva variância: a) para a primeira EOF; b) para a segunda EOF; c) para a terceira EOF. As unidades são em metros de geopotencial.

As PCs associadas a cada EOF têm, em princípio, uma forte contribuição da variabilidade interna. A fim de reduzir a variabilidade interna, separámos os valores da primeira PC das SSTs do Pacífico Tropical (Figura 18) em 9 classes de largura, com os seguintes intervalos $[-2.5, -2.0, \dots, 2.0, 2.5]$ representando apenas quando o número de elementos em cada classe era igual ou superior a 5. Para cada classe calculou-se o valor médio, e os respectivos valores médios da PC da altura do geopotencial aos 500 hPa. Na Figura 26 representamos o valor médio das três primeiras PCs da altura do geopotencial aos 500 hPa em função dos valores médios da primeira PC das SSTs. As PCs foram normalizadas pelos respectivos desvios padrões. A primeira e a terceira PCs da altura geopotencial aos 500 hPa mostram uma dependência linear. No caso da segunda PC há indicação de um comportamento não linear. A dependência linear da primeira PC do geopotencial aos 500 hPa, sugere uma resposta forte ao forçamento pelas SSTs, sendo a variância forçada da PC (variância ponderada das médias das classes) igual a 16% da sua variância total.

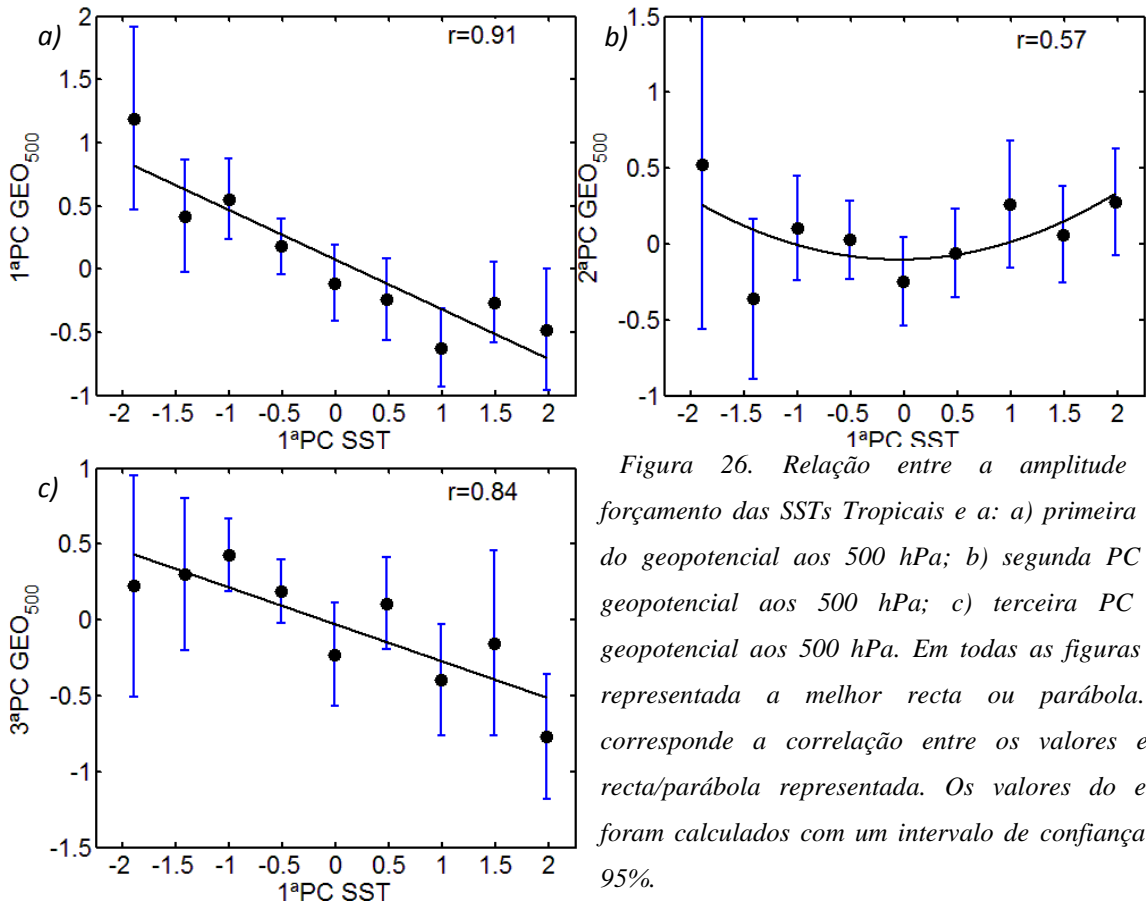


Figura 26. Relação entre a amplitude do forçamento das SSTs Tropicais e a: a) primeira PC do geopotencial aos 500 hPa; b) segunda PC do geopotencial aos 500 hPa; c) terceira PC do geopotencial aos 500 hPa. Em todas as figuras foi representada a melhor recta ou parábola. r corresponde a correlação entre os valores e a recta/parábola representada. Os valores do erro foram calculados com um intervalo de confiança de 95%.

Se observarmos os valores próprios das PCs da altura geopotencial aos 500 hPa representados na Figura 27, verificamos que a segunda e a terceira EOF não são estatisticamente distintas de acordo com a regra de *North et al.* (1982). De facto, segundo *North et al.* o intervalo de incerteza de cada valor próprio é dado pela equação 17. Segundo este critério podemos verificar que a segunda e a terceira EOF podem estar misturadas.

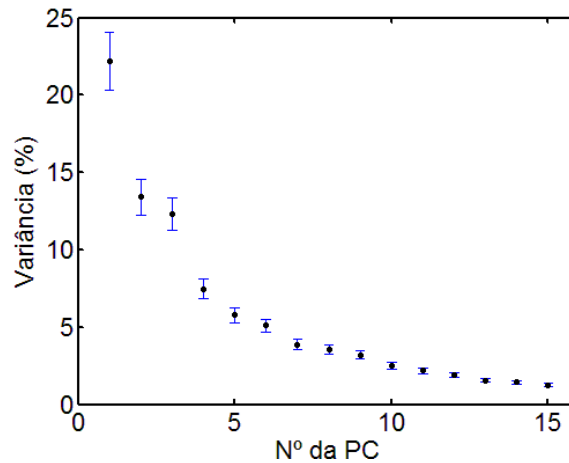


Figura 27. Valores próprios e respectivo erro para as primeiras 15 EOFs aos 500 hPa. Os valores do erro foram calculados segundo *North et al* (1982).

A segunda EOF sugere uma dependência não linear enquanto que a terceira EOF sugere uma dependência linear nas SSTs. Por outro lado, a variância forçada da segunda PC é apenas cerca de 4% da sua variância total, sugerindo que o padrão da EOF é determinado principalmente pela variabilidade interna. A variância forçada da terceira PC é cerca de 10% da sua variância total. Dado que a segunda e a terceira EOF não são estatisticamente distintas, as dependências linear e não linear podem também estar misturadas nas duas PCs.

Outra forma de obtermos as séries temporais associadas às respostas linear e não linear às SSTs é calcular as projecções dos dados sobre os compósitos que representam as respostas linear e não lineares (Fig. 24). Na figura 28 mostramos as médias por classes das séries temporais normalizadas pelos respectivos desvios padrões. A figura sugere uma variação parabólica para o forçamento não linear. A componente linear forçada (média das classes) representa cerca de 29 % da variabilidade projectada no padrão linear, o que equivale a 6 % da variabilidade total a Norte de 20° N. A resposta não linear representa cerca de 10 % da variabilidade projectada no padrão não linear o que equivale a 1.3% da variabilidade total a Norte de 20°N. Apesar destes valores representarem percentagens muito pequenas

da variabilidade total (integrada sobre todo Hemisfério a Norte de 20°N), eles podem representar percentagens importantes da variabilidade local. Por outro lado, deve ter-se em atenção que 68% dos elementos das séries correspondem a forçamentos inferiores a 1 desvio padrão da PC1 das SSTs, i.e., a forçamentos fracos. Ora, esta distribuição assimétrica do forçamento induz um viés na variância forçada ao dar mais peso às anomalias forçadas pequenas. Como se pode concluir pela observação da figura 28, a variância simples, i.e, não ponderada, das médias das classes representa fracções mais elevadas da variância das componentes linear e não linear, iguais a 56% e 27% respectivamente. Estas percentagens foram estimadas considerando as médias das classes dadas pelos ajustes.

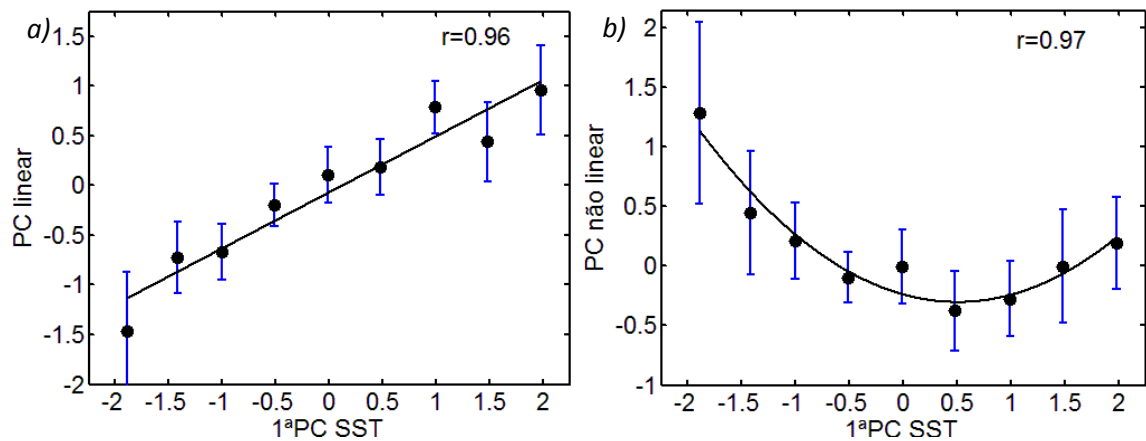


Figura 28. Relação entre a amplitude do forçamento das SSTs Tropicais e a PC do geopotencial ao obtida através dos compósitos da: a) subtracção (componente linear); b) soma (componente não linear). r corresponde a correlação entre os valores e a recta/parábola representada.

Os resultados são, portanto, concordantes com os obtidos com *Lin et al.*, (2004), e apontam também para uma resposta não linear da circulação atmosférica, na região Euro-Atlântica, às anomalias das SSTs associadas ao ENSO.

6 Conclusão:

Neste trabalho investigaram-se as componentes da circulação atmosférica extratropical forçadas pelas anomalias das SSTs no Pacífico Tropical, dando-se particular atenção à circulação sobre a região Euro-Atlântica. Identificaram-se os modos de variabilidade da altura do geopotencial, em diferentes níveis, e avaliou-se a conexão estatística entre esses modos de variabilidade. A análise foi realizada, considerando as reanálises do NCEP (1959 – 2008) e as reanálises 20th Century individualmente e em conjunto. O objectivo do estudo conjunto das séries das duas reanálises era dispor de séries temporais mais longas que permitissem atribuir significado estatístico aos resultados. O estudo efectuado sobre as reanálises foi repetido sobre duas simulações do clima passado (1860 a 1999) realizadas com o modelo HadCM3.0. Os resultados obtidos na análise dos dados simulados são consistentes com os resultados obtidos com base nas reanálises. A consistência entre os resultados, além de constituírem uma validação do modelo, dá confiança estatística aos resultados.

Analysaram-se várias possibilidades para a comunicação do forçamento das SSTs do Pacífico Tropical à região Euro-Atlântica: i) o sinal poderá ser comunicado pela troposfera através de ondas de Rossby barotrópicas; ii) via estratosfera, envolvendo a interacção entre ondas de Rossby baroclínicas e a corrente média zonal; iii) o sinal poderá resultar da sobreposição dos sinais comunicados via troposfera e via estratosfera.

Dada a conexão estatística entre as variabilidades da circulação estratosférica e da circulação troposférica extratropicais, também se analisou a componente forçada da circulação troposférica linearmente desacoplada da circulação estratosférica.

As técnicas de análise frequentemente utilizadas, ao longo do trabalho, foram a Análise em Componentes Principais e a análise de compósitos, mostrando-se a última particularmente útil na pesquisa de sinais não lineares.

Embora sem confiança estatística, os resultados obtidos com as reanálises sugerem que o sinal, comunicado via estratosfera, pode ser uma componente importante do forçamento sobre a região Euro-Atlântica. Durante a La Niña, os resultados sugerem que os sinais estratosférico e troposférico interferem construtivamente e apresentam um padrão de anomalias que se assemelham a uma NAO positiva em ambos os dados. Durante os eventos de El Niño, as anomalias não apresentam um padrão espacial consistente em

ambos os casos, verificando-se uma predominância de anomalias positivas, sobre a região Euro-Atlântica, excepto para os dados do 20th Century e na análise conjunta das duas reanálises, em que apresentam um padrão de anomalias que se projecta numa NAO negativa.

Por outro lado, os resultados mostram significado estatístico no efeito modulador que o estado do vórtice polar exerce sobre o sinal do ENSO. De facto, existem diferenças estatisticamente significativas entre as anomalias da circulação, associadas a episódios de El Niño, durante os períodos de vórtice neutro (intensidade próxima da média) e os períodos de ocorrência de aquecimentos súbitos da estratosfera (SSW).

Como já referido, os resultados obtidos com o modelo são consistentes com os resultados baseados nas reanálises. Dispondo-se de séries simuladas, foi possível estudar com mais detalhe a existência de uma resposta não linear da circulação troposférica às anomalias das SSTs. Os resultados confirmam a existência de uma resposta não linear da circulação, sobre a região Euro-Atlântica, ao forçamento associado às anomalias das SSTs sobre o Pacífico Tropical.

Os resultados sugerem que o sinal do ENSO na Europa em média não é forte. No entanto, este trabalho permitiu perceber melhor como interferem os diferentes sinais, e dar consistência aos resultados obtidos. No futuro e com a evolução dos modelos atmosféricos e utilizando só a componente atmosférica com uma melhor resolução da estratosfera, visto ser importante na região troposférica, deverão ser utilizados mais anos de forma a dar mais veracidade aos resultados obtidos, podendo assim fazer-se uma melhor previsão a longo prazo.

7 Bibliografia

- A. Capotondi, A. Wittenberg, S. Masina (2006), Spatial and temporal structure of Tropical Pacific interannual variability in 20th century coupled simulation.
- C. Camp, K. Tung (2007), Stratospheric polar warming by ENSO in winter: A statistical study.
- C. Gordon, C. Cooper, C. Senior, H. Banks, J. Gregory, T. Johns, J. Mitchell, R. Wood (2000), The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments.
- D. Thompson, J. Wallace (1998), The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields.
- David G. Andrews, James R. Holton, Conway B. Leovy, Middle atmosphere Dynamics. San Diego (California), Academic Press, 1987.
- E. DeWeaver, S. Nigam (2002), Linearity in ENSO's Atmospheric Response.
- E. Guilyardi (2005), El Nino–mean state–seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble.
- G. North, T. Bell, R. Cahalan (1982), Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions.
- G. Oldenborgh, S. Philip, M. Collins (2005), El Nino in a changing climate: a multi-model study.
- Holton R. James, An Introduction to Dynamic Meteorology. San Diego, Elsevier Academic Press (2004).
- H. Lin, J. Derome (2004), Nonlinearity of the Extratropical Response to Tropical Forcing.
- H. Lin, J. Derome, G. Brunet (2007), The Nonlinear Transient Atmospheric Response to Tropical Forcing.
- H. Wanner, S. Bronnimann, C. Casty, D. Gyalistras, J. Luterbacher, C. Schumtz, D. Stephenson, E. Xoplaki (2001), North Atlantic Oscillation – Concepts and Studies.
- J. Charney, P. Drazin, (1961), Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere.

- J. Castanheira, H. Graf (2002), North Pacific-North Atlantic relationship under stratospheric control?
- J. Castanheira, C. Marques, H. Graf (2007), Bridging the Annular Mode and North Atlantic Oscillation paradigms.
- J. Castanheira, M. Liberato, L. Torre, H. Graf, C. Dacamara (2008), Baroclinic Rossby Wave Forcing and Barotropic Rossby Wave Response to Stratospheric Vortex Variability.
- J. Manganello (2007), The influence of sea surface temperature anomalies on low-frequency variability of the North Atlantic Oscillation.
- J. Perlwitz, H. Graf (2001), The variability of the horizontal circulation in the troposphere and stratosphere - a comparison.
- J. Perlwitz, H. Graf (2005), The statistical Connection between Tropospheric and stratospheric Circulation of the Northern Hemisphere in Winter.
- J. Wallace, D. Gutzler (1981), Teleconnection in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere winter.
- Kalnay et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470, 1996.
- K. AchutaRao, K. Sperber (2006), ENSO simulation in coupled ocean-atmosphere models: are the current models better?
- K. AchutaRao, K. Sperber, the CMIP Modelling Groups, Simulation of the El Niño Southern Oscillation: Results from the Coupled Model Intercomparison Project.
- Kalnay et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470, 1996.
- M. Ambaum, B. Hoskins, D. Stephenson (2001), Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?
- M. Ambaum, B. Hoskins (2002), The NAO Troposphere-Stratosphere Connection.
- M. Ambaum (2004), Calculating EOFs and principal component time-series.
- M. Ambaum, B. Hoskins, G. Brunet (2007), The Nonlinear Transient Atmospheric Response to Tropical Forcing.
- M. Baldwin, T. Dunkerton (2001), Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather regimes.
- M. Collins, The CMIP Modelling Groups (2004), El Niño- or La Niña-like climate change?

- M. Collins, S. Tett, C. Cooper (2000), The internal climate variability of HadCM3, a version of the Hadley Center coupled model without flux adjustments.
- M. Hoerling, A. Kumar, M. Zhong (1996), El Niño, La Niña, and the Nonlinearity of Their Teleconnections.
- M. Liberato, J. Castanheira, C. DaCamara , J. Silvestre (2006), Sinais de reflexão de ondas planetárias na alta estratosfera.
- Murry L. Salby, Fundamentals of atmospheric physics. San Diego, Academic Press (1996).
- NOAA Merged Air Land and SST Anomalies data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>
- P. Melo-Gonçalves , A. Rocha , J. Castanheira , J. Ferreira (2005), North Atlantic Oscillation sensitivity to the El Niño/Southern Oscillation polarity in a large-ensemble simulation.
- R. Joseph , S. Nigam (2005), ENSO Evolution and Teleconnections in IPCC's 20th Century Climate Simulations: Realistic Representation?
- R. Miller, G. Schmidt, D. Shindell (2006), Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models.
- Rosenfeld (1983), WHOI Technical Report 85-35.
- S. Bronnimann (2007), Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate.
- S. Ineson, A. Scaife (2009), The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño.
- T. Osborn, K. Briffa, S. Tett, P. Jones, R. Trigo (1999), Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model.
- T. Osborn (2004), Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing.
- V. Morom, I. Gouirand (2003), Seasonal modulation of the El Niño-Southern Oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October-March 1873-1996.
- 20th Century Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>